

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

**EL KARST LITORAL
EN EL LEVANTE DE MALLORCA:
una aproximación al conocimiento
de su morfogénesis y cronología**



Tesis Doctoral presentada por
Joaquín GINÉS GRACIA

Palma de Mallorca,
Octubre del 2000

Departament de Ciències de la Terra
Universitat de les Illes Balears

**EL KARST LITORAL
EN EL LEVANTE DE MALLORCA:
una aproximación al conocimiento
de su morfogénesis y cronología**

Joaquín GINÉS GRACIA

Visto bueno del Director:

Dr. Joan J. Fornós Astó

Palma de Mallorca, Octubre del 2000

Desde el piso hasta la altitud de siete pies, corre a nivel horizontal por todo el rededor de las paredes, una faja de color ceniciento muy cargado, cogiendo al mismo tiempo el pilar de enmedio ... ésto induce solamente a persuadir que la tal columna céntrica se fundó con anterioridad al indicado depósito, y así se ve que el grosor de aquella columna es triple o cuádruple de los pilares que se observan en los ángulos del cuadrilongo, en los cuales no se observa el teñido, razón de congruencia que prueba no estaban éstos formados, y se harían posteriormente.

¿Qué fecha deberemos atribuirle a aquellas filtraciones que no pudieron consolidarse sobre aquel piso, sin que se desaguase enteramente la pieza, la cual presenta todavía indudables vestigios de haber sido vasto depósito de aguas?

Antonio CABRER, Pbro.

"Viaje a la famosa gruta llamada Cueva de la Ermita
en el distrito de la villa de Artá de la isla de Mallorca"

Palma de Mallorca, 1840

Agradecimientos

Una tarea tan dilatada en el tiempo como ha sido la elaboración de esta memoria por fuerza implica la necesidad de una larga lista de expresiones de gratitud, tanto más al tratarse de actividades de equipo, como la espeleología, o de investigaciones de características claramente interdisciplinares como la presente.

En primer lugar es preciso referirse a la trascendental contribución de Angel Ginés. La línea de estudio que nos ocupa ahora la emprendimos juntos el año 1972, habiendo publicado desde entonces de manera conjunta —en ocasiones al lado de otros autores— la práctica totalidad de los resultados obtenidos. Hay que dejar constancia de su participación en la mayoría de las salidas de campo, aparte de su importante aportación a las discusiones e interpretaciones aquí contenidas. Por estas razones, si el lector encontrase en estas páginas algo de meritorio, debe tener presente que no es achacable a la responsabilidad exclusiva de quien esto suscribe.

Dado el carácter espeleológico de estos trabajos, es de justicia comenzar citando a los amigos y compañeros que han participado en las prolongadas labores de campo: Lina Borràs, Jaume Damians, Mateu Fiol, Angel Ginés, Pau Ginés, Martiniano Mediavilla, Tòfol Payeras, Joan Pons y Miquel Trias. Todos ellos han sido compañeros eficientes e indispensables en las numerosas exploraciones de cuevas de nuestra isla. En el haber de Lina Borràs debe apuntarse también su apoyo incondicional, y la aceptación resignada del incumplimiento más o menos continuado de mis obligaciones conyugales que ha conllevado una tarea de este tipo. Es obligado hacer especial referencia a la contribución de Miquel Trias, quien ha facilitado buen número de topografías —algunas de ellas inéditas— para su reproducción; su importante papel dentro de la espeleología mallorquina es incuestionable, y los intercambios de opiniones con él siempre han sido fructíferos. También dentro del estamento espeleológico mencionaré a Francesc Gràcia y a Bernat Clamor, los cuales han efectuado la recolección de muestras subacuáticas; el interés por el Cuaternario del primero de ellos ha sido asimismo fuente de interesantes informaciones, que han complementado determinados aspectos de estos trabajos. Por último conviene citar a Antonio Merino, actual presidente de la *Federació Balear d'Espeleologia*, persona y entidad de las que se ha recibido todo el soporte requerido.

Las investigaciones isotópicas, que constituyen una buena parte de esta memoria, han sido posibles gracias a la dedicación de personas y laboratorios de fuera de nuestro ámbito territorial. La primera campaña de dataciones Th/U y las mediciones de ESR se las debemos a la amable disponibilidad e interés del desaparecido colega y amigo Gerd J. Hennig, de la *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung* (Hannover); lamentablemente tan sólo es factible ahora dedicar a su memoria un sincero y total reconocimiento. La segunda campaña de dataciones Th/U ha sido realizada merced a la dedicación inestimable de Paola Tuccimei, del *Dipartimento di Scienze*

Geologiche, Università "Roma Tre" (Roma). Nuestra gratitud ha de hacerse extensiva al resto de investigadores de esta institución: Cristina Delitala, Laura Pazzelli, Michele Soligo y Adriano Taddeucci, por su participación en las tareas de laboratorio (dataciones isotópicas y análisis hidrogeoquímicos) y en campañas de muestreo tanto en Mallorca como en Cerdeña. Al entusiasmo de Pierluigi Vesica se deben los resultados relativos a los análisis de isótopos estables, obtenidos durante su permanencia en el *C.S. Quaternario e Evoluzione Ambientale C.N.R.* (Roma).

La figura de Juan Cuerda ha sido vital para el desarrollo de este proyecto. Desde un principio, esta eminente autoridad del Cuaternario marino en Mallorca fue consciente de la potencialidad de este tipo de investigaciones, y ha sabido contagiarnos de su entusiasmo e interés acerca de los tiempos cuaternarios. La colaboración con distintos compañeros del *Departament de Ciències de la Terra de la UIB*, en particular con Lluís Pomar, también fue clave para profundizar en el estudio de los espeleotemas freáticos; su intervención en aspectos mineralógicos, cristalográficos y geocronológicos ha contribuido sin duda a establecer las líneas metodológicas de estas investigaciones. No se puede obviar el gran papel desempeñado por Joan J. Fornós —director de esta tesis— quien, además de soportar con agrado la dilatada convivencia académica que hemos compartido, se ha hecho adicto a la investigación del karst litoral, habiendo tomado parte activa tanto en las labores de campo como en bastantes de las actividades relacionadas con el desarrollo de estos trabajos.

Desde el punto de vista económico y de medios, nuestras actividades se han beneficiado de los proyectos de investigación de la DGICYT nº PB94-1175 y de la DGESIC nº PB98-0132. Es imprescindible consignar ahora que la segunda campaña de estudios isotópicos pudo ser emprendida en su día gracias a la ayuda económica, concedida los años 1994 y 1995, por el *Museu Balear de Ciències Naturals* de Sóller.

La estabilidad profesional y económica de la que he disfrutado en el *Institut Municipal d'Informàtica*, del *Ajuntament de Palma*, me ha hecho posible complimentar una vida académica compaginada en todo momento con el servicio en esa institución. Mi gratitud se dirige en especial al personal que ha trabajado (o todavía permanece) en el departamento de Cartografía, y en concreto a Rafel Camps y Antoni de los Angeles, del área de Fotogrametría, quienes pusieron todas las facilidades para compatibilizar los horarios de trabajo y mis estudios de la licenciatura.

No considero oportuno acabar esta lista de reconocimientos sin dejar constancia del papel que determinadas personalidades relevantes, dentro del conocimiento geológico y/o geográfico de Mallorca, han tenido en el encauzamiento de mis inquietudes particulares sobre estas materias. Las obras —y el contacto personal— con Bartomeu Barceló, Guillem Colom y Vicenç M. Rosselló-Verger fueron decisivas al respecto. Mi más sincera gratitud a todas las personas e instituciones citadas, sin cuya colaboración difícilmente se podría haber desarrollado este proyecto que emprendimos de manera paulatina e ilusionada hace ya casi tres décadas.

INDICE

INTRODUCCION

- <i>Preámbulo: la geomorfología en Mallorca</i>	15
- <i>Objeto y ámbito del estudio</i>	19

1. EL KARST LITORAL

1.1. <i>Definiciones y conceptos</i>	25
1.1.1. <i>La definición de karst</i>	25
1.1.2. <i>La definición de litoral</i>	28
1.1.3. <i>El concepto de karst litoral</i>	30
1.1.4. <i>Otros conceptos de interés</i>	34
1.2. <i>Antecedentes bibliográficos sobre la cuestión del karst litoral</i>	39
1.2.1. <i>Lapiatz costero</i>	40
1.2.2. <i>Espeleogénesis</i>	42
1.2.3. <i>Interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y dinámica litoral</i>	43
1.2.4. <i>Espeleocronología, oscilaciones del nivel marino y conocimiento del Cuaternario en general</i>	44
1.2.5. <i>La cuestión de las calas</i>	46
1.2.6. <i>Las manifestaciones paleokársticas</i>	46
1.3. <i>Los estudios sobre el karst litoral en las Baleares</i>	49
1.3.1. <i>Evolución histórica del conocimiento sobre el karst litoral balear</i>	49
1.3.2. <i>Tendencias de investigación observables en la bibliografía sobre karst litoral de Baleares</i>	55

2. EL AREA GEOGRAFICA ESTUDIADA: EL LEVANTE DE MALLORCA

2.1. <i>Características fisiográficas y geomorfológicas generales</i>	61
2.2. <i>Los condicionantes geológicos</i>	75
2.2.1. <i>Aspectos litoestratigráficos</i>	76
2.2.2. <i>Aspectos estructurales</i>	84
2.3. <i>El marco bioclimático</i>	89
2.4. <i>La dinámica marina</i>	103

3. EL MODELADO EPIGEO EN EL AREA DE ESTUDIO

3.1. <i>Las materias abordadas y su justificación</i>	111
3.2. <i>Lapiatz costero</i>	113

3.3. Calas y barrancos: el papel del karst en su formación	123
3.4. Morfología de la línea de costa: la influencia del paleokarst fini-mioceno	137
4. EL ENDOKARST DEL LEVANTE DE MALLORCA	
4.1. Los mecanismos genéticos responsables de las cavidades investigadas	155
4.1.1. Propuesta de una clasificación espeleogenética de las cavidades de Mallorca	157
4.1.2. Distribución geográfica de cavidades y tipologías	170
4.2. Diversos aspectos morfológicos y cronológicos del endokarst en el área en estudio	175
4.2.1. Los procesos de reajuste mecánico	175
4.2.2. La deposición de espeleotemas	181
4.2.3. Algunas consideraciones espeleocronológicas	186
4.3. El endokarst en los materiales calcáreos mesozoicos	191
4.3.1. Rasgos morfológicos y genéticos	192
4.3.2. Cuevas marinas y kárstico-marinas	194
4.4. El endokarst en los depósitos del Mioceno Superior	199
4.4.1. Rasgos genéticos y morfológicos	200
4.4.2. Esquema evolutivo de las cavidades	205
4.4.3. Cuevas marinas y kárstico-marinas	208
4.4.4. El papel de los colapsos paleokársticos	210
5. INTERFERENCIAS ENTRE MODELADOS ENDOKARSTICO Y LITORAL	
5.1. La eustasia a lo largo del Cuaternario: sus causas y su conocimiento a escala global	215
5.1.1. Factores que controlan las variaciones globales del nivel marino: tipos de eustasia	216
5.1.2. Los ciclos glaciales pleistocénicos	219
5.1.3. La historia del nivel marino durante el Cuaternario	223
5.2. Repercusiones geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral	235
5.2.1. Consecuencias de las variaciones del nivel del mar sobre el endokarst costero: intento de sistematización	236
5.2.2. Interferencias entre los modelados kárstico y litoral observadas en las cavidades de la zona en estudio	243

5.2.3. Las informaciones espeleocronológicas relacionadas con las fluctuaciones marinas: el caso de la Cova de na Mitjana	250
5.3. La hidrogeología y la espeleogénesis en los acuíferos kársticos costeros	257
5.3.1. Generalidades sobre su comportamiento hidrológico y geoquímico	257
5.3.2. Particularidades de la espeleogénesis	261
5.3.3. Algunos datos geoquímicos de las cavidades investigadas	266
5.4. Cuevas marinas y capturas kárstico-marinas	279
5.4.1. Las cuevas marinas	279
5.4.2. Las capturas kárstico-marinas	286
5.4.3. Interpretación espeleocronológica de un ejemplo de captura kárstico-marina: la Cova des Coloms	288
5.5. Los rellenos de las cavidades estudiadas	295
5.5.1. Depósitos alóctonos litorales	295
5.5.2. Depósitos osíferos plio-cuaternarios	305
5.5.3. Rellenos autóctonos químicos: los espeleotemas	318
5.6. Datos espeleocronológicos sobre el karst litoral de Mallorca: algunas aproximaciones adicionales	329

6. ESPELEOTEMAS FREÁTICOS Y PALEONIDUELES MARINOS

6.1. Las oscilaciones del nivel marino en el Cuaternario: su conocimiento en la isla de Mallorca	343
6.1.1. Las líneas de costa cuaternarias en el Mediterráneo occidental	344
6.1.2. El registro marino pleistocénico y holocénico de Mallorca	352
6.1.3. El conocimiento actual del Cuaternario marino en Mallorca	363
6.2. Los espeleotemas freáticos: génesis y morfología	367
6.2.1. Los diversos intentos de clasificación de los espeleotemas	368
6.2.2. El concepto de espeleotema freático	374
6.2.3. Generalidades sobre la morfología y origen de los espeleotemas freáticos	376
6.3. Los espeleotemas freáticos en las cuevas de Mallorca	383
6.3.1. El endokarst litoral de Mallorca y sus cristalizaciones freáticas	383
6.3.2. El conocimiento de los espeleotemas freáticos mallorquines	391
6.3.3. Tipología de los espeleotemas freáticos de Mallorca	399
6.3.4. Los espeleotemas freáticos de las localidades estudiadas	409
6.4. Métodos de estudio aplicados	421

6.5. Datos mineralógicos y cristalográficos	433
6.5.1. Mineralogía	434
6.5.2. Aspectos cristalográficos	438
6.5.3. Discusión	443
6.6. Dataciones isotópicas por el método de las series de Uranio	449
6.6.1. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino	451
6.6.2. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos situados a cotas negativas	464
6.7. Las mediciones de ESR (Electron Spin Resonance)	475
6.7.1. Resultados obtenidos	476
6.7.2. Discusión de los resultados	477
6.8. Datos aportados por el estudio de algunos isótopos estables	483
6.8.1. Análisis de isótopos estables de los espeleotemas	485
6.8.2. Análisis de isótopos estables de las aguas freáticas salobres	493
6.8.3. Discusión: implicaciones paleoclimáticas	497
6.9. El conocimiento de los paleoniveles del Mediterráneo por medio de los espeleotemas freáticos mallorquines	503
6.9.1. La posible incidencia de la neotectónica	504
6.9.2. Una curva eustática para los últimos 300 ka	507
6.9.3. Algunas consideraciones paleoclimáticas	513
 7. CONCLUSIONES	
7. Conclusiones	519
7.1. Generalidades	520
7.2. El modelado epigeo litoral	521
7.3. El endokarst costero	524
7.4. Interferencias entre endokarst y litoral	526
7.5. Espeleotemas freáticos y paleoniveles marinos	531
 8. BIBLIOGRAFIA	
8.1. Referencias bibliográficas citadas	543
8.2. Anexo: listado bibliográfico sobre el karst litoral de las Baleares	571
 9. ANEXO FOTOGRAFICO	
- Pies de las fotografías	581

INTRODUCCIÓN

Preámbulo: la Geomorfología en Mallorca

No es exagerado afirmar que el estado actual de los conocimientos disponibles sobre la Geomorfología de Mallorca alcanza tan sólo unos niveles calificables de básicos, en el más optimista de los casos. La mayor parte de la literatura generada sobre el tema, se limita a describir los rasgos generales de algunos de los tipos de modelados que han contribuido a la configuración del relieve de nuestra isla; asimismo, muchos de esos trabajos poseen ya una cierta antigüedad, la cual hace que su contenido no se corresponda con el bagaje conceptual y metodológico que es exigible a las investigaciones geomorfológicas actuales.

Aún así, este panorama general no es tan poco brillante —analizado en detalle— como se podría desprender de las anteriores líneas. Es preciso consignar al respecto, la existencia de vertientes diversas de la geomorfología de Mallorca que se han beneficiado de contribuciones más o menos recientes efectuadas en muchos casos con criterios modernos, y que además aportan informaciones y resultados cualitativamente trascendentes. Estas tendencias en el estudio geomorfológico de la isla, sientan de hecho las bases de un futuro y más profundo desarrollo de esta disciplina en el ámbito geográfico mallorquín.

Con la intención de esbozar el estado en que se hallan las investigaciones sobre la materia en la mayor de las Baleares, serán comentadas de forma muy elemental las líneas de investigación que han dispuesto de aportaciones relevantes. Esto permitirá, en cierta medida, hacer justicia con respecto a aquellos autores que han contribuido a sentar el cuerpo de conocimientos básicos a los que antes se ha aludido.

Por una parte, los fenómenos relacionados con paleoclimas de signo frío han contado con algunas aportaciones en las que se intenta establecer, entre otros aspectos, el papel del periglacialismo en el modelado de Mallorca (MENSCHING, 1956; SOLÉ-SABARÍS, 1962; BUTZER, 1964; ROSSELLÓ-VERGER, 1977a, 1977b; GRIMALT & RODRÍGUEZ-PEREA, 1994). En una línea relacionada con la anterior, se ha iniciado el seguimiento de la dinámica actual de los canchales calcáreos de la Serra de Tramuntana mallorquina, incluyéndose en GRIMALT et al. (1991) y RODRÍGUEZ-PEREA et al. (1992) los primeros resultados obtenidos.

Otras de las tendencias investigativas en las que se ha profundizado recientemente son: la morfometría de cuencas hidrográficas de Mallorca (GRIMALT et al., 1990; SERVERA, 1992), los acontecimientos catastróficos de inundación consecuencia de precipitaciones extremas (GRIMALT & RODRÍGUEZ-PEREA, 1990; GRIMALT, 1992), así como el estudio de los abanicos aluviales y otros depósitos asociados en la vertiente nordoccidental de las Serres de Llevant (RODRÍGUEZ-PEREA, 1998; GÓMEZ-PUJOL, 1999; ROSE et al., 1999).

Con cierta ventaja, una de las principales vertientes a las que se han dedicado numerosos autores es la geomorfología litoral, la cual ha contado con importantes contribuciones entre las que deben destacarse las de BUTZER (1962; 1975; 1985). Han merecido atención aspectos tales como la tipología de las costas (ROSSELLÓ-VERGER, 1975; RODRÍGUEZ-PEREA & SERVERA, 1993), los procesos implicados en la formación y evolución de las calas (ROSSELLÓ-VERGER, 1964, 1979, 1995, 1998; GRIMALT et al., 1992), los sistemas dunares litorales (FORNÓS et al., 1983; RODRÍGUEZ-PEREA et al., 1990; GRIMALT et al., 1991; SERVERA, 1997, 1998), la caracterización de los sedimentos de playa (JAUME & FORNÓS, 1992), y el conocimiento de las líneas de costa correspondientes a paleoniveles cuaternarios del Mediterráneo (BUTZER & CUERDA, 1962; CUERDA, 1975; POMAR & CUERDA, 1979; CUERDA & SACARÈS, 1992; GRÀCIA & VICENS, 1998).

Para finalizar esta enumeración, hay que aludir al estudio del karst, que ha experimentado un gran desarrollo en los últimos veinticinco años. Dicho avance ha ido estrechamente ligado al auge de las actividades espeleológicas locales, habiendo afectado no sólo a la investigación de las numerosas cavidades subterráneas de la isla, sino que también lo ha hecho de modo muy positivo al conocimiento de las ricas formas exokársticas de Mallorca. No es el objeto de estas líneas introductorias ofrecer un panorama de los progresos en este campo en su conjunto, puesto que visiones actualizadas sobre algunos aspectos de nuestro karst pueden consultarse en GINÉS & GINÉS (1987a; 1987b; 1989b; 1995a), FORNÓS & GINÉS (1996), GINÉS (1998a; 1998b; 1999) y GINÉS et al. (1999). Asimismo se han efectuado prometedoras incursiones en orden a dilucidar el papel de la intervención de micro-organismos en la erosión de las rocas calcáreas (POMAR & CALVET, 1974; FIOL et al., 1992, 1996). Por otra parte, los trabajos específicos que versan sobre el karst litoral balear, serán tratados con detalle más adelante en un capítulo al efecto.

Dando por concluido este sucinto estado de la cuestión en lo que atañe a la geomorfología de Mallorca, es el momento adecuado para describir con brevedad las insuficiencias que evidencia este bagaje de conocimientos sobre la materia en cuestión.

Ya se ha apuntado más arriba el hecho de que la valoración global de la situación de los estudios geomorfológicos en nuestro ámbito espacial es poco más que elemental. Faltan, pues, estudios tendentes a ahondar en muchas líneas de investigación que hasta ahora tan sólo han sido insinuadas. Por otro lado, y como complemento de lo anterior, es necesaria la realización de trabajos que intenten ir más allá de la descripción morfológica, que de modo del todo lógico ha presidido buena parte de la literatura básica producida hasta la fecha. En este sentido, es deseable que se emprendan aproximaciones a problemas concretos desde ópticas diversas como podrían ser el estudio cuantitativo de las formas, la dilucidación en detalle de los procesos morfogénicos que las han generado, y la situación precisa de dichos procesos en sus coordenadas temporales.

En el contexto de las consideraciones precedentes es donde hay que situar esta tesis. Los fines perseguidos en ella son en líneas generales modestos: profundizar en el conocimiento de una parcela concreta de nuestra geomorfología —el karst litoral— procurando, siempre que sea posible, aportar evidencias e interpretaciones que vayan más allá de la simple descripción de los fenómenos objeto de atención. El contenido de la presente memoria se centrará básicamente en el estudio del endokarst costero, intentando conseguir de rebote una finalidad bien clara: contribuir a la dignificación de la Espeleología, considerada ésta como una actividad que lleva a su cargo el estudio científico de las cavernas en el marco de unas Ciencias Naturales presididas por la pluridisciplinariedad.

Objeto y ámbito del estudio

La presente investigación queda inserta en un entorno amplio pero bien delimitado: el estudio del karst, entendido dicho término como el sistema morfodinámico propio de las extensiones integradas por rocas solubles y, en particular, por litologías carbonatadas. Dentro de este encuadre general, el objeto de interés será lo que en adelante se denominará karst litoral. Este concepto será manejado en un sentido acorde al recogido en algunos recientes trabajos (JENNINGS, 1985; GINÉS & GINÉS, 1986; FORD & WILLIAMS, 1989), considerándolo como el sector de un macizo o extensión calcárea el cual se ve influenciado de manera directa o indirecta por el medio marino.

No se procederá ahora a exponer una discusión terminológica detallada de cómo aparece interpretada la cuestión del karst litoral en la bibliografía, ya que este aspecto será abordado con detenimiento en un próximo apartado. Ahora tan sólo se considera de interés dejar constancia de que nuestro objeto de análisis será una franja litoral de ancho variable. En el caso de las morfologías de superficie, su amplitud raramente superará el orden decamétrico al hacer referencia, por ejemplo, a las formas de bioerosión y/o disolución inorgánica del litoral que se hallan siempre condicionadas por la proximidad relativa de la zona intermareal. Por contra, la franja costera del karst adquiere unas dimensiones mucho mayores —de orden kilométrico— al tratar de su comportamiento hidrológico y del modelado subterráneo que le va asociado; hay que tener en cuenta que se han reportado ejemplos de acuíferos de islas del Pacífico (JACOBSON & HILL, 1980) en los que incluso seis kilómetros tierra adentro son perceptibles las oscilaciones mareales, con las implicaciones hidrogeológicas y geoquímicas que este hecho conlleva.

Toda vez que ha sido delimitado el ámbito conceptual en el que nos desenvolveremos, es el momento de circunscribir el área de estudio elegida para trabajar en profundidad el karst litoral de la isla. Se ha pensado en la costa del Levante de Mallorca, desde el Cap des Freu en Capdepera hasta el Cap de ses Salines en el municipio de Santanyí (Figura 1), como el sector más adecuado para el desarrollo de las investigaciones, puesto que se dan

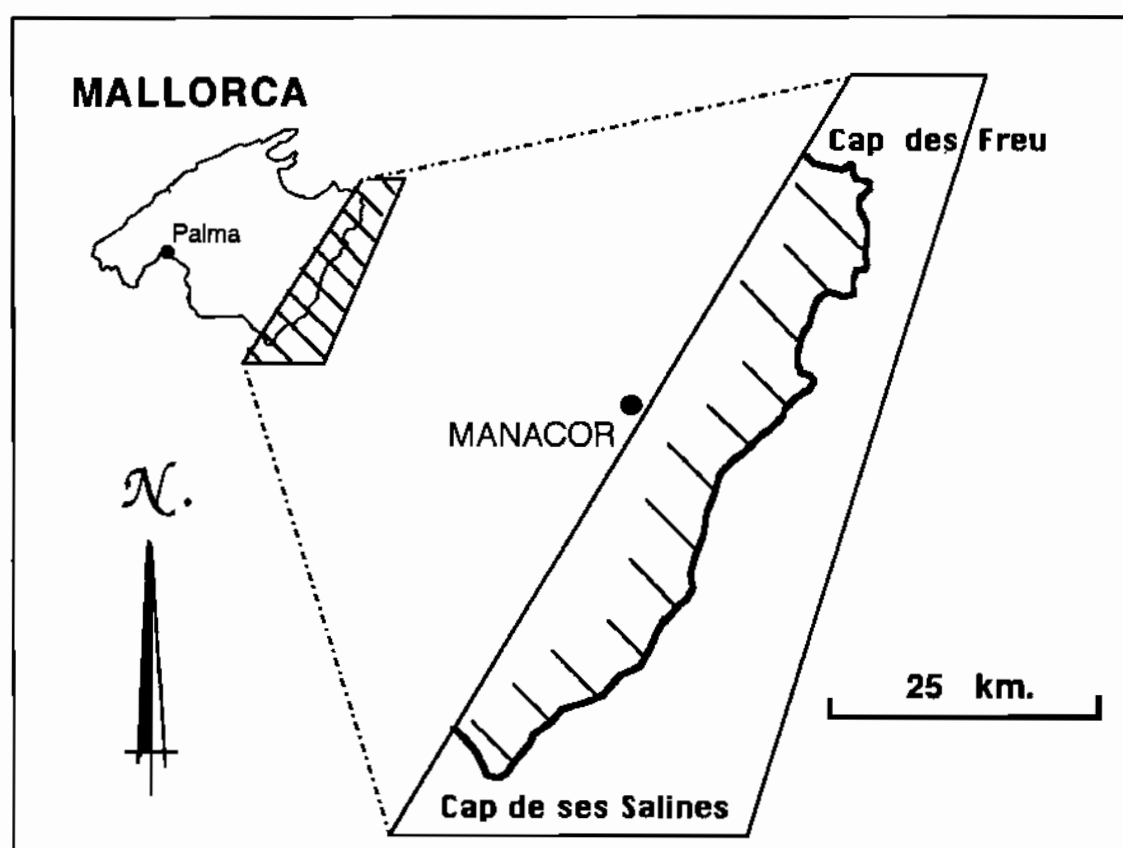


Figura 1: Situación del área objeto de estudio.

en él una serie de circunstancias que lo hacen particularmente idóneo para los fines perseguidos. Estos rasgos destacables que justifican la elección de la mencionada zona geográfica son:

- Presencia de litologías carbonatadas con texturas y composiciones variadas, que van desde calizas y dolomías de edad mesozoica fuertemente estructuradas, hasta niveles tabulares de calcarenitas y

otras facies asociadas a ambientes arrecifales postorogénicos; también están presentes en el área abundantes depósitos constituidos por eolianitas pleistocenas. Esta circunstancia resulta de especial interés para observar cómo incide el factor litológico en las formas resultantes de la actuación de los procesos estudiados.

- Debido a lo articulado de la línea de costa y a la acusada variabilidad morfológica que ésta presenta, se dan en este sector muy diferentes grados de exposición a los agentes responsables del modelado litoral, con la consiguiente riqueza en condiciones morfodinámicas y ambientales que de esto se deriva. Por ejemplo, el estudio de las micro y mesomorfologías propias de la erosión de las costas calcáreas es susceptible de verse positivamente afectado por la complejidad geométrica del litoral y la consiguiente diversidad en sus condiciones ecológicas.*
- La gran riqueza en formas endokársticas que alberga el Levante mallorquín, hace de él una zona privilegiada para abordar el estudio de los tópicos relacionados con el modelado subterráneo de la regiones calcáreas. Concretamente, los mecanismos espeleogenéticos, las morfologías a ellos asociadas, los rellenos de cavidades, y la sucesión cronológica de los fenómenos ligados a la karstificación litoral, encuentran en esta porción de nuestra isla el escenario ideal para su interpretación.*

El objeto de este estudio, el cual se desenvolverá dentro de los ámbitos conceptual y espacial que acabamos de repasar, no es más que efectuar una puesta al día sobre la temática ligada al karst litoral en nuestro entorno geográfico. De este modo se procurará dar cuerpo a los resultados de casi cinco lustros de labores de campo, con las consiguientes actividades de gabinete que les van parejas, al tiempo que se intentará ahondar en el conocimiento de esta vertiente específica del karst de Mallorca.

El tema principal de la investigación lo constituirá el análisis de las interferencias entre los modelados kárstico y litoral, las cuales tienen una de sus más llamativas expresiones en las cavidades subterráneas costeras y en algunos de sus rellenos característicos, como es el caso de los espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino. Las vicisitudes experimentadas por el nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno vienen, además, a aportar evidencias cronológicas que contribuyen al más amplio conocimiento de las citadas interferencias. Aparte de esta temática tan vinculada a la evolución del endokarst, están previstas aproximaciones mucho más someras a algunos campos relacionados con la morfogénesis epigea de lo que hemos convenido en entender como karst litoral; los principales campos objeto de algún tipo de atención serán tanto el micromodelado de las rocas calcáreas en las zonas intermareal y supramareal, así como la presencia de calas y su posible relación con los procesos kársticos.

1. EL KARST LITORAL

1.1. Definiciones y conceptos

La lectura detallada de la bibliografía disponible sobre lo que va a ser nuestro objeto de estudio, pone de manifiesto la existencia de un cierto grado de confusión y bastante poca minuciosidad en el manejo de determinados conceptos básicos que nos interesan. Palabras tales como el término general *karst*, y en particular el más específico *karst litoral* o *karst costero* que será el tema central de esta memoria, son usadas demasiado a menudo con poco rigor; de este modo se ha contribuido a la imprecisión del contenido de un vocablo el cual en sí mismo debiera presentar poca ambigüedad en cuanto a su significado pero que, a gusto del usuario, invoca matices terminológicos donde coexisten de forma variada aspectos morfológicos y genéticos.

Se hace necesario antes de nada clarificar estas cuestiones, dejando ya establecido el sentido en el que se manejarán en lo sucesivo las nociones clave de esta investigación. Con esta finalidad se dedicará este apartado a pasar revista a la correcta definición de los términos implicados en la fenomenología ligada al karst litoral, entendiéndolo en la acepción esbozada en el capítulo anterior, y que en éste desarrollaremos en profundidad. Se pretende, al mismo tiempo, evidenciar los vicios en los que determinados autores incurren al usar algunos de estos conceptos, pretendiendo modestamente contribuir con ello a una mayor precisión terminológica de la geomorfología kárstica en lengua castellana.

1.1.1. La definición de karst

Tal vez sea preciso recordar que el vocablo *karst* proviene de la germanización —ocurrida durante el imperio Austro—Húngaro— de la palabra *kras*, nombre geográfico que designa la región de la actual Eslovenia fronteriza con Italia, y cuyo significado hace alusión a lo rocoso y estéril de estos parajes. Este topónimo ha sido adoptado por la literatura

geomorfológica internacional, como término que identifica aquellas regiones naturales con un modelado y una hidrología afines a las del mencionado sector de la antigua Yugoslavia.

Es poco adecuado describir aquí los rasgos morfológicos, tanto de superficie como subterráneos, que caracterizan a los paisajes kársticos. Tan sólo es necesario, para justificar las consideraciones que seguirán, dejar constancia de lo que podría ser una definición internacionalmente admitida del significado del término karst: *territorio dotado de peculiares características morfológicas e hidrológicas, relacionadas con una combinación de alta solubilidad de la roca y una bien desarrollada porosidad secundaria de la misma* (JENNINGS, 1985; FORD & WILLIAMS, 1989).

Algunas definiciones de uso frecuente, sin variar de forma sustancial el contenido recién enunciado, ponen el acento en su relación con las litologías carbonatadas y en la presencia de formas superficiales —*exokarst*— y subterráneas —*endokarst*— características (GÈZE, 1973). Otros autores enfatizan el aspecto hidrodinámico de la karstificación (MANGIN, 1974; 1977), afirmando que la originalidad del karst tiene como manifestación fundamental la organización de las corrientes hídricas subterráneas, las cuales se constituyen en unidades de drenaje abordables con métodos fundamentados en el análisis de sistemas. Dependiendo de la formación académica de sus autores, otras tendencias interpretativas ponen más énfasis en las características diagenéticas y en los sedimentos (espeleotemas, brechas...) que van asociados a los procesos de disolución de las rocas carbonatadas (JAMES & CHOQUETTE, 1988).

Especial referencia merece la discusión que efectúa RENAULT (1977) sobre las nociones de karst y de karstificación. Este autor, aparte de contemplar la presencia en las regiones kársticas de formas superficiales peculiares con drenaje endorréico, sostiene que este tipo de modelado se caracteriza esencialmente por un sistema de drenaje subterráneo anisótropo, con concentración de circulaciones a lo largo de ejes privilegiados que se desarrollan en tres dimensiones incluso a grandes profundidades.

Después de todo lo expuesto, se considera imprescindible resaltar una cuestión que muchas veces es soslayada en determinados ambientes geográficos y/o geológicos, no demasiado familiarizados con estos problemas. Hoy en día está bien admitido que no se puede hablar de karst, ni abordar su estudio, sin tener en consideración dos aspectos claves:

- La existencia de un comportamiento hidrológico particular caracterizado por la existencia de un drenaje subterráneo de las precipitaciones meteóricas, organizado y estructurado en función del factor tiempo, el cual tiende a desarticular y reemplazar en su totalidad la red hidrográfica superficial.
- Consecuencia del punto anterior, nos encontramos ante la presencia de cavidades subterráneas (penetrables o no por parte del hombre) que son el resultado de la susceptibilidad de la roca a los procesos de disolución que actúan sobre una más o menos importante porosidad, principalmente de tipo secundario en el caso de las calizas compactas.

Así pues, es inadecuada por sesgada o parcial toda interpretación o aplicación del término en cuestión que aluda a aspectos sectoriales de los procesos geodinámicos externos que afectan a las rocas solubles. Por ejemplo, es impropio hablar de karst como sinónimo exclusivamente de modelado superficial de disolución, ya que este concepto hace referencia a un tipo concreto de paisaje, acogiendo por tanto todo el conjunto de las manifestaciones kársticas: formas superficiales, hidrología particular, cavidades subterráneas, rellenos de cuevas, etc. De esta problemática da cumplida cuenta RENAULT (1977), que incide de forma expresa en un punto sobre el que se insistirá más adelante. Según este autor, es incorrecta del todo la extensión del término karst para referirse a formas aisladas (por ejemplo los lapiaces litorales) aunque su génesis participe de similares o incluso idénticos mecanismos que los implicados en la karstificación.

1.1.2. La definición de litoral

Para los fines que se persiguen resultaría poco adecuado realizar una discusión detallada del término *litoral*, puesto que será mucho más procedente detenerse en el análisis en profundidad del karst litoral como concepto sobre el cual se articulará el conjunto de la investigación. Por esta razón, nos limitaremos a exponer unas pocas nociones acerca de lo que normalmente implica el empleo de las palabras litoral o costero usadas como adjetivos.

Las definiciones más habituales hablan de la costa como una línea a lo largo de la cual se hallan en contacto tierras emergidas, atmósfera, y una masa importante de agua, en especial el mar; por extensión, al hacer referencia a la *zona costera* se alude al espacio en el que el medio terrestre influencia al marino y viceversa (CARTER, 1988). Esta definición, que tiene fuertes connotaciones ecológicas, contempla la existencia de un sector del litoral situado permanentemente por debajo del límite inferior de las oscilaciones mareales: es la zona infralitoral (PÉRÈS & PICARD, 1964), también conocida como sublitoral.

En estas páginas se optará por una acepción algo restrictiva y mucho más antropocéntrica, en la cual no se tendrá en consideración la parte de la costa que se extiende por debajo del nivel mínimo de las aguas marinas. Entenderemos, pues, que *litoral es aquella franja del continente que se ve influenciada por la presencia o la acción del mar*. Dicha definición dará cabida no sólo a las zonas mesolitoral y supralitoral de PÉRÈS y PICARD (denominadas asimismo por otras escuelas intermareal y supramareal respectivamente), sino también a los acantilados y plataformas costeras, terrazas de erosión marina elevadas, desembocaduras de sistemas fluvio-torrenciales, llanuras aluviales y costas bajas con sistemas dunares y, en general, cualquier área en la cual el calificativo de litoral sea aplicable como descriptor intuitivo a nivel de tipo de paisaje.

La utilización del término que ha sido adoptada hace abstracción de la franja sublitoral —sumergida de modo permanente— ya que reúne unas características morfodinámicas y ecológicas radicalmente diferentes de las del resto del litoral. Esta circunstancia no implica que la banda costera del karst quede limitada en vertical por la cota mínima actual de las aguas marinas (Figura 2); bien al contrario, en la zona freática de las extensiones kársticas litorales —cuya posición altimétrica viene controlada por el nivel marino— tienen lugar importantes procesos geoquímicos y espeleogénicos (BACK *et al.*, 1984; PALMER, 1986; MYLROIE & CAREW, 1990) que están ocurriendo en el seno del macizo calcáreo, pero a cotas negativas

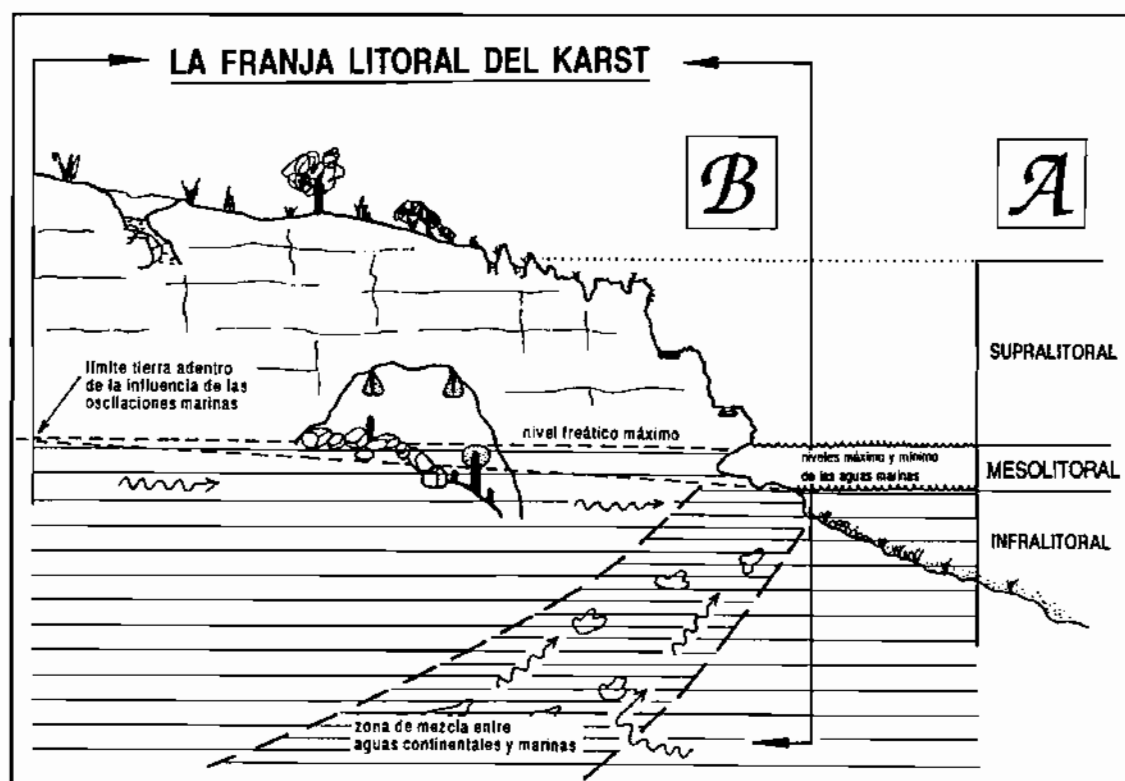


Figura 2: Sección esquemática de una costa calcárea.
A: La zonación litoral desde la perspectiva de la ecología marina. **B:** La franja litoral de un macizo calcáreo vista desde una óptica karstológica.

respecto a la presente cota de estabilización de las aguas marinas. Si a esto venimos a añadir las oscilaciones que han afectado al nivel del mar durante los tiempos pleistocénicos y holocénicos (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969; TOOLEY & SHENNAN, 1987; SCOTT *et al.*, 1989), el litoral adquiere

una nueva dimensión, así como una mayor complejidad espacial, que hacen difícil y prolijo circunscribirlo en una acepción que intente aglutinar la variada casuística objeto de nuestra atención.

1.1.3. El concepto de karst litoral

No existen de hecho en la literatura definiciones que concreten el significado de lo que en estas páginas denominamos *karst litoral*. Las únicas aproximaciones a esta cuestión vienen implícitas en el contenido de algunos trabajos recientes, de los que se dará cumplida cuenta ahora, y en los cuales se trata con enfoques diversos la variopinta fenomenología ligada a la franja litoral del karst.

Un primer punto de referencia lo tenemos en la monografía publicada por la "Association Française de Karstologie", que reúne las comunicaciones presentadas en un Coloquio sobre karsts litorales, celebrado en Perpinyà el año 1982 (GUILCHER *et al.*, 1982). Los trabajos incluidos en esta publicación se centran básicamente en dos grupos temáticos: las microformas de erosión litoral de las costas calcáreas, y las relaciones entre variaciones del nivel marino y la evolución del karst litoral. Este segundo bloque deja ya constancia de lo variado de las interferencias entre karst y costa, poniendo de manifiesto las grandes posibilidades que ofrece su integración dentro del conocimiento general de los tiempos cuaternarios. Una sistematización de las aportaciones expuestas en este evento fue realizada con posterioridad por NICOD (1986).

Un acercamiento más global y estructurado viene de la mano de JENNINGS (1985), reconocido geomorfológico británico ya desaparecido. Un capítulo de su manual póstumo es dedicado literalmente al tópico "*Coast and Karst*". En él se pasa revista entre otras cuestiones a: la morfología litoral de los terrenos calcáreos, la zonación de las microformas de destrucción biológica de la línea de costa, los mecanismos hidrogeológicos y

espeleogenéticos controlados por el nivel marino, la karstificación de las eolianitas y de los arrecifes emergidos, y los cambios del nivel del mar y sus implicaciones cronológicas y paleoclimáticas. No define expresamente el karst litoral, pero evidencia lo que puede ser una aproximación coherente a la temática que nos ocupa.

Dentro del contexto de un estudio referido al endokarst de Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1986) son resaltadas las posibilidades cronológicas que se derivan del estudio de las islas karstificadas. En ese trabajo se hace alusión al karst costero como un activo medio morfogénico en el que la dinámica litoral afecta de diversos modos a la evolución del karst, dando origen a una gama de interesantes efectos tanto erosivos como sedimentarios integrados en el contexto de la historia pleistocénica del nivel marino en el Mediterráneo occidental.

Para concluir esta enumeración, y como exponente del creciente interés despertado por esta temática en la bibliografía internacional, FORD & WILLIAMS (1989) dedican un subcapítulo de su reciente manual sobre geomorfología e hidrología kárstica a los cambios del nivel marino y sus implicaciones en el desarrollo del karst costero. Estos autores tampoco definen el tópico en cuestión; no obstante, el uso en el título de dicho apartado del término *karst costero* permite adjudicarle el significado amplio que se desprende de su contenido, y que abarca un complejo entramado de aspectos morfológicos, hidrológicos, geoquímicos, espeleogenéticos, sedimentarios, etc., todos ellos condicionados por las vicisitudes del nivel marino a lo largo del Cuaternario. Un hecho del cual conviene dejar constancia es que las microformas de destrucción de los litorales calcáreos son tratadas juntamente con todo el modelado de disolución a pequeña escala característico de las rocas carbonatadas; es decir, dentro del capítulo dedicado al *lapiaz* o *karren* de la literatura en lenguas inglesa y germánica. Aunque los autores no justifican este tratamiento, al hacerlo así parecen reconocer en el lapiaz costero unas connotaciones morfogenéticas muy específicas desvinculadas en cierta medida de lo que representa el karst litoral entendido como concepto más globalizador.

Sobre la base del repaso que hemos efectuado, estamos ya en condiciones de enunciar aquéllo que en la presente investigación se entenderá como karst litoral: *franja de un terreno o macizo calcáreo en la que se constata la influencia geomorfológica del medio marino, materializada en un extenso abanico de interrelaciones entre el modelado kárstico y la dinámica marina que engloba aspectos tan diversos como hidrología, geoquímica, espeleogénesis, rellenos de cavidades, formas de erosión litoral ya sean biológicamente inducidas o no, así como morfología costera en general; todo lo expuesto inserto en el contexto del conocimiento de la historia del nivel marino durante el Cuaternario, con las implicaciones cronológicas y paleoclimáticas que de ello se desprende.*

La extensión de la franja litoral del karst es variable en función de la morfología y la dinámica de la costa, así como de la temática concreta analizada. En el caso de las microformas de erosión de las zonas intermareal y supralitoral esta banda rara vez superará el centenar de metros. En cambio las influencias del medio marino alcanzarán una dimensión mayor al ocuparnos tanto de la hidrogeología de las regiones carbonatadas costeras y su comportamiento geoquímico, caracterizado por los procesos de mezcla entre las aguas continentales dulces y las aguas marinas (HANSHAW & BACK, 1979), como de su principal manifestación morfológica constituida por las cavidades subterráneas. En este sentido, y de acuerdo con GUILCHER (1988), se sugiere que la extensión de la zona costera del karst queda definida por el límite tierra adentro donde el nivel freático deja de acusar la influencia de las mareas (Figura 2), límite que en ocasiones se sitúa a varios kilómetros de la línea de costa.

Habiendo situado las coordenadas conceptuales en las cuales nos desenvolveremos será pertinente revisar, aunque sea de forma abreviada, las utilidades a nuestro entender anómalas en las que se ha incurrido con frecuencia al hablar del karst litoral. En la bibliografía geomorfológica en lengua española, muy a menudo se emplea el concepto de *karst marino* (e incluso el de karst litoral o costero) para describir exclusivamente el

micromodelado, de disolución en apariencia, que se da en los litorales carbonatados (SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982). Esta acepción debe considerarse inadecuada del todo ya que, por un lado, alude a un aspecto muy sectorial de los procesos que afectan a la morfogénesis de las litologías calcáreas; por otra parte, hoy en día está admitido que los mecanismos genéticos de estas microformas tienen mucha más relación con condicionantes biológicos que con los mecanismos de karstificación en el sentido estricto (SCHNEIDER, 1976; TRUDGILL, 1985).

La aplicación inadecuada del término karst marino para referirse a las morfologías que caracterizan la erosión de las costas calizas, también acontece en determinada bibliografía en lengua francesa (DEBRAT, 1974). No obstante, autores prestigiosos como GUILCHER (1953; 1958) el cual no puede ser sospechoso de un exceso de purismo en la utilización de la terminología karstológica, sostiene muy adecuadamente que las formas de disolución litoral no deben ser consideradas como kársticas, al no participar en su formación la circulación subterránea propia de los terrenos calcáreos karstificados.

Es de nuestro parecer que, al tratar de las morfologías de destrucción —principalmente biológica— de los litorales calcáreos, está del todo fuera de lugar designarlas bajo el término de karst marino. Es mucho más pertinente, para no incurrir en un uso inadecuado de la palabra karst, hablar de *microformas de destrucción de las costas calcáreas* o, en todo caso, de *lapiaz costero* en razón de la analogía de algunas de sus formas con el modelado superficial de disolución de los macizos kársticos.

Con la intención de clarificar la problemática inherente a los conceptos manejados en estas páginas, se incluye en la Tabla 1 la correspondencia existente entre los términos adoptados y otros que son también de uso habitual.

1.1.4. Otros conceptos de interés

Existe una serie de conceptos o términos los cuales no han sido todavía enunciados, pero que será de utilidad para el desarrollo ulterior de la exposición discutir ahora, en orden a dejar constancia del sentido con el que se utilizarán en este trabajo. Son términos no relacionados directamente entre sí pero unidos por un nexo común: designan manifestaciones diversas de la fenomenología propia del karst litoral. Algunas de las cuestiones a exponer en este apartado ya han sido tratadas de pasada, páginas atrás, al proceder al enunciado de los conceptos que son básicos para la presente investigación; no obstante, con vistas a una mayor precisión terminológica, se ha considerado pertinente incidir de nuevo sobre ellas con brevedad.

Lapiaz costero. Se designará mediante este término el micromodelado de magnitud centimétrica o métrica que tiene lugar en los litorales calcáreos, y que se caracteriza por la abundancia de concavidades y cubetas cuya apariencia apunta hacia una génesis en la que han intervenido procesos de disolución. Aparte de la incidencia de mecanismos más generales como la haloclastia, la hidroclastia, o la abrasión marina, estas morfologías están modeladas por procesos tanto de disolución físico-química como, sobre todo, de destrucción biológica de la costa.

La expresión *lapiaz costero* que ha sido adoptada aquí representa una traducción del "*littoral karren*" usado por FORD & WILLIAMS (1989), cuyas principales ventajas serían lo gráfico y lo breve del término. Aunque ya se ha reconocido más arriba que las palabras litoral y costero son consideradas como sinónimos, se ha optado por el adjetivo costero para hacer referencia al lapiaz, ya que este vocablo parece sugerir una distribución espacial estrechamente circunscrita a las inmediaciones de la línea de costa; mientras, se ha preferido emplear con asiduidad el adjetivo litoral como calificativo del sustantivo karst, al estar dotado de ciertas

connotaciones que denotan la alusión a un dominio morfogenético específico.

términos propuestos	escala de aplicación	sinónimos aceptados	términos usuales pero poco adecuados	términos incorrectos
<u>karst</u>	macro- y mesoescala	carst	carso (en latinoamérica)	
<u>karst litoral</u>	mesoescala	karst costero		
<u>lapiaz costero</u>	microescala	lapiaz litoral karren litoral microformas de bioerosión costera	biokarst costero fitokarst costero	<u>karst marino</u> <u>karst litoral</u> <u>karst costero</u>

Tabla 1: Terminología básica propuesta. Se incluye su correspondencia con sinónimos, así como con términos que se consideran poco adecuados o incorrectos.

Debe hacerse constar también que otros autores se inclinan por la utilización de conceptos más elaborados y acordes con los mecanismos que participan en la génesis de las morfologías de lapiaz costero, pero de uso mucho más farragoso, entre los que citaremos los siguientes: formas de corrosión o disolución costera (GUILCHER, 1953; DALONGEVILLE, 1977); procesos de destrucción o erosión biológica de las costas calcáreas (SCHNEIDER, 1976; TORUNSKI, 1979); o formas de erosión marina de los terrenos calcáreos (TRUDGILL, 1976). Finalmente, conviene recordar que, tal como ya ha sido discutido con anterioridad, se considera del todo inadecuado el uso de expresiones tales como karst marino o karst litoral para describir estas micromorfologías presentes en las costas carbonatadas (ver Tabla 1).

Bioerosión, biokarst y fitokarst. El creciente interés por dilucidar el papel de los seres vivos en los fenómenos geomorfológicos, ha propiciado la

acuñación reciente de algunos términos como por ejemplo *bioerosión*. Esta palabra aglutina entre otros un conjunto de procesos geomorfológicos costeros, inducidos y/o controlados por la actividad biológica, dentro de los cuales se cuentan los procesos de disolución ocasionados por microorganismos, la actividad perforante desarrollada por las comunidades criptofaunal y bentónica (formada principalmente por moluscos), así como la actividad abrasiva generada por los organismos que se alimentan de algas epi- y endolíticas (SPENCER, 1988).

Dentro de esta línea, se ha popularizado en la bibliografía internacional la noción de *biokarst* para definir las morfologías producidas por la acción de flora y fauna sobre las rocas carbonatadas (VILES, 1988). De un modo similar, el término *fitokarst* acuñado por FOLK *et al.* (1973) ha tenido éxito a la hora de designar las formas resultantes de la erosión biológica llevada a cabo por cubiertas algales, que modelan las superficies calizas originando micromorfologías carentes de cualquier control gravitacional.

Con mucha frecuencia se habla de *biokarst* o *fitokarst costero*, aludiendo a uno de los medios en los que se hace más patente la relación entre organismos y modelado superficial (Tabla 1). Por los motivos que han sido expuestos al concretar el significado del vocablo karst, en esta memoria no se hará uso de los términos fito- y biokarst ya que se consideran poco correctos al no concurrir en ellos las circunstancias que singularizan al modelado kárstico propio de las extensiones calcáreas; pensamos que la utilización de los referidos conceptos supondría incurrir en la simplificación de extender la noción de karst a cualquier manifestación geomorfológica en rocas carbonatadas. En consecuencia preferiremos hablar de *bioerosión* o *biodestrucción costera* para referirnos a los procesos, así como de *lapiaz costero* para designar las formas generadas por dichos mecanismos en combinación con otros de disolución inorgánica.

El concepto de cueva marina. Una cueva marina sería en una primera acepción toda aquella cavidad subterránea natural cuyo acceso se localiza

al nivel del mar, o incluso por debajo de él. Esta primera definición es muy pobre ya que no tiene en cuenta factores decisivos para una correcta utilización del término, como podrían ser los mecanismos genéticos implicados en su formación.

En el presente trabajo se considerará más adecuado usar el término *cueva marina* (o *cueva de génesis marina*, expresión alternativa más compleja) para designar aquellas cavidades, por lo general de dimensiones modestas, formadas por la acción mayoritariamente mecánica —actual o pretérita— ligada a la dinámica litoral de las aguas marinas. Este concepto viene a ser sinónimo de las “*sea caves*” o “*marine caves*” de la bibliografía anglosajona.

Dentro de esta línea de razonamiento, la presencia de grutas kársticas desmanteladas por la erosión litoral no daría pie a hablar de cuevas marinas en el sentido estricto, sino de fenómenos de génesis mixta o sea de *capturas kárstico-marinas*. Este concepto ha sido empleado por MONTORIOL-POUS (1971a) para describir cavidades cuya génesis se debe a la acción combinada —aunque no siempre sincrónica— de la erosión kárstica y de la abrasión marina.

Una utilización muy particular del término en lengua italiana “*grotta marina*” es efectuada por FORTI (1993). Este autor sostiene que las cuevas de génesis marina son aquéllas originadas en calizas a causa de los mecanismos de disolución freática ligados a la mezcla de aguas marinas y meteóricas (PLUMMER, 1975). Esta interpretación tan *sui generis* de la noción de gruta marina es francamente discutible, en la medida en que la participación del mar en la génesis de estas cavidades se limita a su actuación como nivel de base y al aporte salino a las aguas subterráneas litorales.

Los procesos de disolución por mezcla de aguas suponen variantes particulares de los procesos de karstificación, por lo cual consideramos que es una exageración desvincular la excavación de estas cuevas litorales del

karst como dominio morfogénico, para transferirlas a un término que les atribuye una formación estrictamente marina. A este respecto hay que añadir que el propio FORTI (1993) argumenta para justificar la génesis marina de estos vacíos, que el mecanismo de disolución por mezcla de aguas continentales y marinas da lugar a grandes cuevas, cuyo origen no es banalmente kárstico sino que se trata de un tipo de *"ipercarsismo"*, término italiano que podríamos traducir como hiperkarstificación. Con estas afirmaciones, el autor no hace otra cosa que remarcar el origen más kárstico que marino de estas cavernas a las que FORD & WILLIAMS (1989) denominan, sin entrar en mayores discusiones, como *cavidades de disolución en la zona de mezcla costera*. Este tipo de cuevas presentan algunos aspectos en común con las "randhöhlen" o "marginal caves" descritas por hidrobiólogos marinos de lengua alemana (RIEDL & OZRETIC, 1969).

Para concluir este capítulo dedicado a esclarecer conceptos y definiciones, diremos que en él sólo se han desarrollado las nociones generales y básicas para la investigación, así como aquéllas otras que precisaban una discusión detallada en razón de lo complejo de su contenido o de lo polivalente de su uso. Los términos específicos, que además tienen significados mucho más unívocos, será preferible irlos introduciendo a medida que lo requiera la exposición del tema. Con ello se pretende hacer menos farragosa la lectura de estos capítulos iniciales, al tiempo que se intentará dotar de mayor efectividad al texto procediendo a la definición de las nociones específicas en el mismo momento en que se lleva a cabo su análisis detallado.

1.2. Antecedentes bibliográficos sobre la cuestión del karst litoral

La literatura dedicada al karst litoral, tomado como concepto amplio cuyo alcance ha sido establecido en páginas anteriores, no es en modo alguno escasa aunque tampoco destaca por su abundancia. Los tratamientos globales sobre la cuestión son muy pocos, hecho que ya se ha adelantado al definir el término central de la presente investigación. En unos casos nos encontramos ante manuales sobre geomorfología kárstica, que dedican alguno de sus capítulos al karst litoral (FORD & WILLIAMS, 1989; JENNINGS, 1985); en otras ocasiones son estudios sobre áreas geográficas concretas —Baleares, Madagascar, Marruecos, Nueva Guinea— en los que se aborda el karst costero como un medio particular en el que inciden fenómenos de tan diversa naturaleza como el modelado kárstico, la dinámica litoral, las oscilaciones del nivel marino, o la neotectónica (GINÉS & GINÉS, 1991; MAIRE, 1982; SALOMON, 1982; WEISROCK, 1982).

Dentro de este contexto de aproximaciones globalizadoras al tema, hay que situar dos publicaciones de NICOD (1982, 1986) en las que, respectivamente, se esboza por un lado el papel de las variaciones eustáticas del nivel del mar en la evolución de los karsts litorales, y por otra parte se revisan las direcciones y métodos de estudio aplicados.

Las aportaciones sobre temáticas concretas que ponen en relación el karst con la dinámica costera son mucho más numerosas, habiéndose intentado su sistematización en la Tabla 2. De cada una de estas vertientes de estudio se glosarán a continuación las contribuciones que presentan una mayor relevancia.

Como complemento de la mencionada tabla, en la Figura 3 se recoge una gráfica que da cuenta de la importancia cuantitativa de las diferentes tendencias en las que se ha encaminado el estudio del karst litoral, aún

EL KARST LITORAL COMO OBJETO DE ESTUDIO	Karst litoral en sentido amplio (según acepción propuesta en este trabajo)	
	Lapiaz costero	<ul style="list-style-type: none"> - descripción morfológica - mecanismos genéticos diversos - papel de los organismos vivos - aproximaciones globales con acento en la bioerosión - estados de la cuestión
	Espeleogénesis	<ul style="list-style-type: none"> - geoquímica de la zona de mezcla litoral - espeleogénesis en la franja litoral - espeleogénesis e historia del nivel marino
	Interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y litoral	<ul style="list-style-type: none"> - captura marina de cavidades kársticas - cuevas costeras con sedimentos litorales - formas kársticas anegadas - cristalizaciones freáticas en cuevas litorales
	Espeleocronología y Cuaternario	<ul style="list-style-type: none"> - espeleocronología litoral pluridisciplinar - cristalizaciones freáticas y paleoniveles marinos - estudio isotópico de depósitos estalagmíticos - historia del nivel marino a escala mundial
	Calas	<ul style="list-style-type: none"> - descripción morfológica - clasificación tipológica - mecanismos genéticos
	Paleokarst	<ul style="list-style-type: none"> - espeleogénesis en paleozonas de mezcla costera - colapsos paleokársticos en la línea de costa

Tabla 2: Intento de sistematización de las temáticas abordadas en el estudio del karst litoral.

teniendo presente la dificultad que supone encasillar algunos trabajos en compartimentos diferenciados de modo más o menos artificioso. Esta gráfica se ha elaborado a partir de la revisión de una relativamente amplia muestra de la literatura científica sobre el tema en cuestión; en total se han consultado y clasificado unas 200 citas bibliográficas, muy heterogéneas en cuanto a su procedencia geográfica y su enfoque disciplinar, publicadas en su inmensa mayoría en la segunda mitad del presente siglo.

1.2.1. Lapiaz costero

Uno de los aspectos históricamente más trabajados ha sido el estudio de las formas de erosión de las costas calcáreas. Abundan las publicaciones

centradas en su descripción morfológica, en especial por parte de investigadores franceses, los cuales a menudo introducen términos que intentan poner un poco de orden al tiempo que ser útiles a la hora de describir la gran variedad de microformas observadas (GUILCHER, 1953; DALONGEVILLE, 1977; BATTISTINI, 1982).

También son numerosos los trabajos que estudian el lapiaz costero desde el punto de vista de los diferentes mecanismos genéticos implicados; estos trabajos suelen estar muy condicionados por la orientación de las investigaciones del autor respectivo. Así, unas veces se enfatiza el papel de la disolución inorgánica biológicamente inducida (EMERY, 1946; GUILCHER & PONT, 1957), mientras en otras ocasiones se incide en la influencia de la litología (LEY, 1977) o de la dinámica del flujo de las aguas marinas —turbulencias, etc.— en la génesis de estas morfologías (MIOTKE, 1972). Dentro de esta línea de aportaciones dirigidas a los mecanismos concretos que participan en la destrucción de las costas calizas, hay que dar cuenta de una gran cantidad de bibliografía que se centra exclusivamente en el papel desempeñado por diferentes organismos en lo que se ha convenido en denominar bioerosión costera; citaremos, a modo de ejemplos, las publicaciones de: JONES (1989), LE CAMPION-ALSUMARD (1979), NUNN (1993), RASMUSSEN & FRANKENBERG (1990), y WALTER-LEVY *et al.* (1958).

Los trabajos más elaborados suponen aproximaciones a la problemática de la erosión de los litorales carbonatados efectuadas desde una óptica globalizadora, en la cual se intenta establecer la contribución de los distintos procesos (disolución inorgánica, abrasión marina, bioerosión, etc.) a la génesis de estas microformas. Esta tendencia cuenta con un buen número de artículos, entre los que se cuentan algunos ciertamente destacables (DEBRAT, 1974; LUNDBERG, 1977; SCHNEIDER, 1976; TRUDGILL, 1976, 1985; TORUNSKI, 1979).

Hay que aludir, aunque sea con brevedad, a las aportaciones de la bibliografía en lengua hispana a estas cuestiones. Las investigaciones

desarrolladas en nuestro país sobre el karst litoral se han limitado —salvo en el caso de Baleares, del que más adelante nos ocuparemos— a abordar básicamente el análisis de las morfologías de lapiaz costero. La mayoría consisten en trabajos descriptivos de áreas geográficas determinadas: País Valenciano (SANJAUME-SAUMELL, 1985), Murcia (LILLO, 1980), o Asturias (ROMERO, 1984), aunque también existe algún *estado de la cuestión* (SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982) en el que se procura establecer una terminología básica en lengua castellana para hacer referencia a estas morfologías.

1.2.2. Espeleogénesis

El endokarst de los macizos calcáreos costeros también ha suscitado el interés de muchos estudiosos. Concretamente, la formación de cavidades kársticas en las zonas litorales ha contado con una abundante bibliografía, en la que se pueden constatar dos direcciones principales de trabajo.

Por una parte, a la geoquímica de las aguas freáticas de los karsts costeros ha sido dedicada bastante literatura, que se ocupa ya sea de los aspectos teóricos relacionados con la mezcla de aguas dulces y aguas marinas (HANSHAW & BACK, 1979; PLUMMER, 1975; SANFORD & KONIKOW, 1989; SMART & WHITAKER, 1991), como de observaciones al respecto efectuadas en zonas de mezcla costera de diferentes puntos del globo (BACK *et al.*, 1984; HERMAN *et al.*, 1985; PALMER *et al.*, 1977; SMART *et al.*, 1988).

Por otro lado, un gran cuerpo de trabajos publicados se dedican a analizar la espeleogénesis que tiene lugar en la zona freática de mezcla entre aguas continentales y marinas, haciéndolo desde una perspectiva geomorfológica que incide en el papel del control marino en la formación de vacíos endokársticos costeros (JAMES *et al.*, 1989; MYLROIE & CAREW, 1990, 2000; MYLROIE *et al.*, 1991; PALMER, 1984; PALMER, 1986). En algunos estudios de esta índole ya se deja patente la significación que tienen

estos procesos espeleogénéticos de cara a la interpretación de la historia del nivel marino en los tiempos cuaternarios (GINÉS & GINÉS, 1992; MYLROIE & CAREW, 1988).

1.2.3. Interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y dinámica litoral

También se puede comprobar la existencia de cierto número de investigaciones sobre el endokarst litoral, que dan cuenta de diversas modalidades de interferencias entre la karstificación y los procesos morfodinámicos controlados por el nivel marino. Hay que reconocer que esta tendencia en el estudio de la franja costera del karst, ha tenido en las islas Baleares una de las áreas geográficas donde más se ha profundizado, tal como podremos ir comprobando en lo sucesivo.

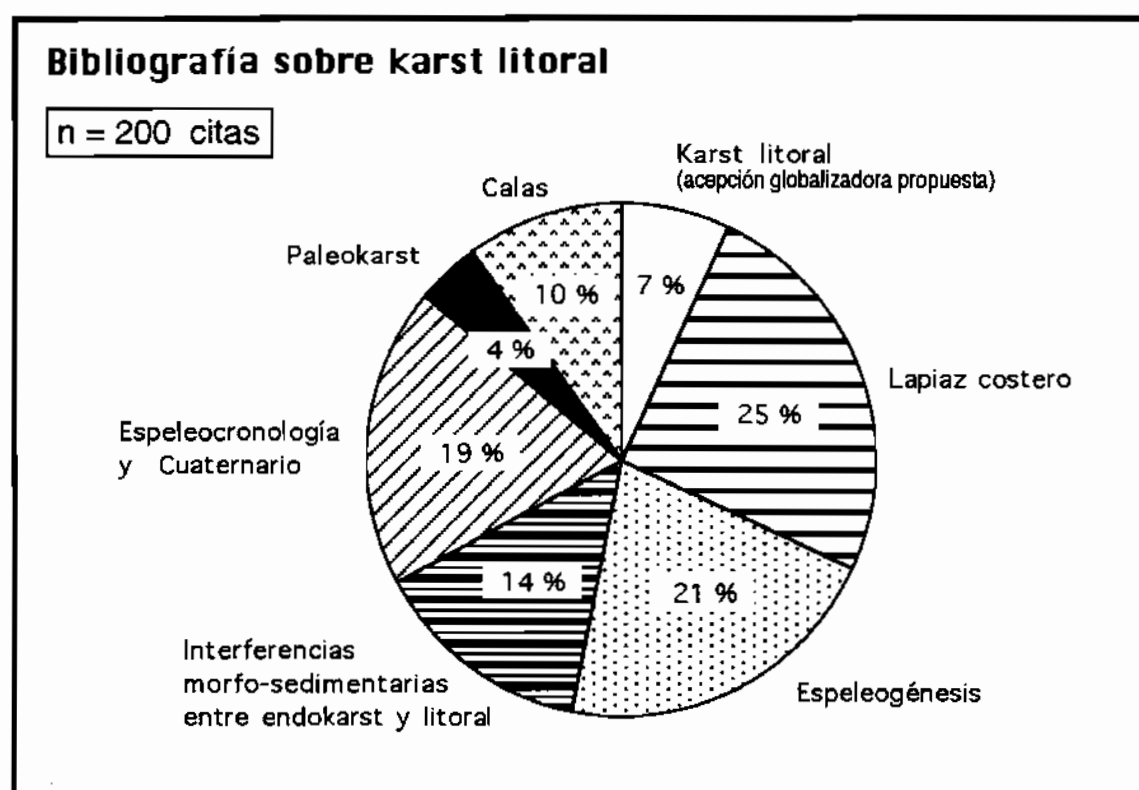


Figura 3: Distribución de la bibliografía consultada (período 1945-1998), entre las diversas tendencias de estudio constatadas.

Dentro de este grupo temático la atención se ha centrado en dos tópicos básicos, que ya apuntan hacia la trascendencia de estas cuestiones para el conocimiento del Cuaternario en general, y de la historia del nivel marino en particular. De una parte, la acción directa de la dinámica marina da lugar a una extensa gama de efectos erosivos y sedimentarios, bien conocidos en el área mediterránea (GRÀCIA & VICENS, 1998; GUILCHER & PASKOFF, 1975; MONTORIOL-POUS, 1961; MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963). Citaremos, por ejemplo, la captura de cavidades kársticas por parte de cuevas marinas, la presencia en las cavernas costeras de sedimentos arenosos (marinos y/o eólicos), o la existencia de formas exo- y endokársticas invadidas por el mar.

Abundantes investigaciones se han dirigido, por otra parte, hacia los depósitos freáticos de carbonatos generados en los lagos hipogeos de cuevas litorales, cuya existencia y posición viene condicionada por la cota de estabilización actual del nivel marino. Este tipo de procesos de formación de cristalizaciones freáticas, aunque había sido reportado en áreas geográficas tan dispares como Cerdeña (FURREDDU & MAXIA, 1964), o Bermudas (HARMON *et al.*, 1978a), es en Mallorca donde hasta el momento ha sido estudiado más en profundidad (GINÉS *et al.*, 1981b). Se han descrito morfológica, textural, y mineralógicamente tanto cristalizaciones freáticas subactuales correspondientes al nivel actual del mar (POMAR *et al.*, 1979), como fenómenos similares en relación con estabilizaciones del Mediterráneo ocurridas a lo largo del Pleistoceno (POMAR *et al.*, 1976), poniendo siempre de manifiesto en mayor o menor medida las posibilidades espeleo-cronológicas de esta línea de investigación (HADES, 1985; POMAR, 1989).

1.2.4. Espeleocronología, oscilaciones del nivel marino y conocimiento del Cuaternario en general

Muy relacionadas temáticamente con el grupo antes referido están un conjunto de investigaciones, que poseen en común el interés por la situación

de estos procesos, y sus formas resultantes, en el contexto de la interpretación de los tiempos cuaternarios y de las vicisitudes climáticas que los caracterizan. De nuevo tendremos ocasión de constatar en este apartado cómo las contribuciones realizadas sobre la cuestión, que tienen por escenario el karst de Mallorca, han ido conformando un bagaje de conocimientos bastante destacable a escala internacional.

Algunas referencias, como la de KRANJC (1987), dejan constancia del valor de las costas kársticas para el estudio del nivel marino y su evolución reciente. Otros trabajos ponen el acento, de modo mucho más específico, en las grandes posibilidades que se derivan del estudio espeleocronológico de las islas karstificadas (GINÉS & GINÉS, 1986; 1995b).

En islas como Mallorca la interpretación geomorfológica de las manifestaciones kársticas costeras, complementada con las informaciones que suministran los restos paleontológicos de vertebrados endémicos y apoyada por las técnicas de datación isotópica de depósitos estalagmíticos, configuran un escenario idóneo para trabajos pluridisciplinarios sobre karst litoral (GINÉS & GINÉS, 1987b). Ejemplos significativos de acercamientos con enfoques diversos a la espeleocronología de las cuevas costeras de nuestra isla, pueden consultarse en ANDREWS *et al.* (1989), GINÉS *et al.* (1975) y GINÉS & GINÉS (1993a).

En ocasiones los trabajos se han centrado en un aspecto concreto de las posibilidades cronológicas de las cuevas litorales, como es el caso de las cristalizaciones freáticas que representan un registro preciso de las oscilaciones pleistocénicas del nivel marino (GINÉS *et al.*, 1981a; NÚÑEZ-JIMÉNEZ, 1973; POMAR *et al.*, 1987). La realización de dataciones isotópicas de cristalizaciones freáticas procedentes de cuevas de Mallorca (HENNIG *et al.*, 1981; GRÜN, 1986; GINÉS & GINÉS, 1989a; TUCCIMEI *et al.*, 1997, 1998; GINÉS *et al.*, 1999; VESICA *et al.*, 2000) ha venido a corroborar y complementar el esquema cronológico propuesto en su día, el cual relacionaba determinados episodios de deposición freática de

carbonatos con oscilaciones positivas del Mediterráneo ligadas a eventos interglaciales (GINÉS & GINÉS, 1974).

En una línea similar a la recién mencionada son abundantes, a nivel internacional, las informaciones aportadas por el estudio isotópico de estalagmitas sumergidas en las aguas de cuevas kársticas costeras, cuya contribución al conocimiento de la historia del nivel marino a escala mundial es remarcable. Hay que reseñar, en este sentido, las investigaciones llevadas a cabo principalmente a partir de muestras recolectadas en cavidades de las Bahamas y de las Bermudas (GASCOYNE & BENJAMIN, 1977; HARMON, 1980, 1985; HARMON *et al.*, 1983; LUNDBERG, 1997; SPALDING & MATHEWS, 1972).

1.2.5. La cuestión de las calas

La desembocadura de sistemas fluvio-torrenciales en las áreas kársticas litorales da origen a menudo a morfologías costeras peculiares —las calas— a las que se ha dirigido una no escasa bibliografía, las más de las veces básicamente descriptiva. Aún así son frecuentes las contribuciones dirigidas a establecer clasificaciones tipológicas diversas de las calas (PASKOFF & SANLAVILLE, 1978; ROSSELLÓ-VERGER, 1964, 1995) o que intentan, de forma más o menos afortunada, esclarecer los mecanismos genéticos implicados así como dilucidar el grado de participación de los procesos kársticos en su configuración (BUTZER, 1962; CORBEL, 1956; CHARDONNET, 1948; NICOD, 1951; ROSSELLÓ-VERGER, 1998; ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997).

1.2.6. Las manifestaciones paleokársticas

Son poco numerosas las referencias que aludan a morfologías paleokársticas en zonas litorales. Conviene consignar no obstante que algunos autores han reconocido vestigios de procesos espeleogenéticos

ocurridos en tiempos paleozoicos, atribuibles a paleozonas de mezcla costeras, los cuales suponen buena parte de la porosidad que hace posible la existencia de algunos campos petrolíferos de Texas (CRAIG, 1988).

En un contexto radicalmente diferente, la costa oriental de Mallorca permite observar frecuentes colapsos kársticos no funcionales que llevan asociada la formación de diversos tipos de brechas (FORNÓS & POMAR, 1983; FORNÓS, 1991). Estas manifestaciones paleokársticas quedan expuestas en los acantilados costeros, condicionando en ocasiones de manera decisiva la morfología de la línea de costa. El desarrollo de estas paleoformas parece estar relacionado con la disolución preferencial de las masas de corales, incluidas en el complejo arrecifal del Tortonense post-orogénico de Mallorca (FORNÓS *et al.*, 1989a, 1995; FORNÓS, 1999); su eventual relación genética con la endokarstificación actualmente observable en la zona está todavía por establecer.

1.3. Los estudios sobre el karst litoral en las Baleares

Parece oportuno completar la revisión bibliográfica recién efectuada, con otro apartado que se ocupe de manera más específica de la literatura publicada sobre el tema en el entorno geográfico escogido para llevar a cabo esta investigación. Con esta finalidad, se procederá ahora a pasar revista a la bibliografía sobre karst litoral que hace referencia a las Baleares, considerando mucho más pertinente extender el alcance geográfico de esta revisión al conjunto de nuestro archipiélago que no limitarlo de forma exclusiva a la isla de Mallorca, o concretamente a su sector oriental. La confección de una bibliografía balear sobre la cuestión queda justificada en la medida en que la fenomenología analizada en las distintas islas es bastante afín, al corresponder a una unidad geográfica bien diferenciada dentro del Mediterráneo occidental; además parece lógico pensar en la mayor utilidad —como herramienta de trabajo— de una recopilación bibliográfica que abarque de forma extensiva el conjunto de nuestro territorio insular.

A pesar del alcance balear que se ha dado a este apartado, hay que dejar constancia de la amplia preponderancia de los estudios dedicados a la mayor de las islas Baleares. En este sentido, la Figura 4 deja bien patente que casi el 70 % de los trabajos disponibles sobre nuestro karst costero se circunscriben al ámbito espacial de Mallorca, repartiéndose el 30 % restante de modo bastante equilibrado entre las otras islas del archipiélago.

1.3.1. Evolución histórica del conocimiento sobre el karst litoral balear

Se ha optado por desarrollar esta revisión de la bibliografía sobre el karst litoral balear, en primer lugar, desde una perspectiva histórica, la cual

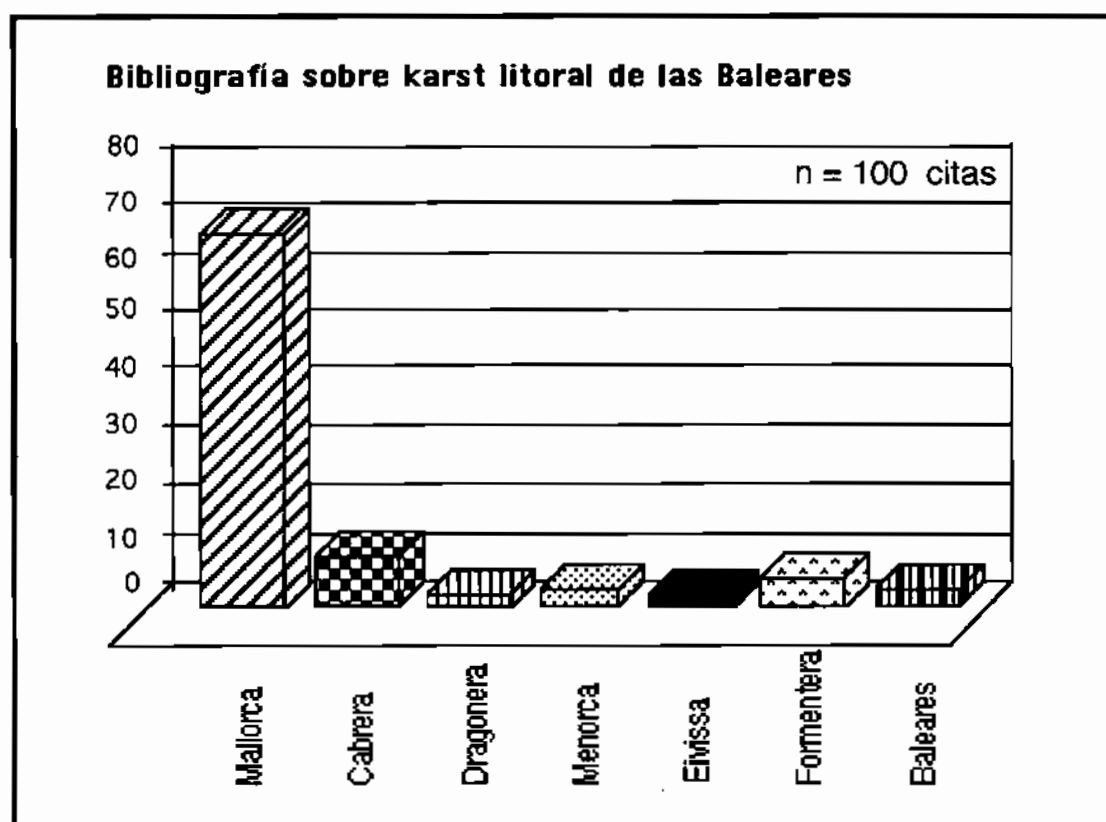


Figura 4: Distribución por islas de la bibliografía disponible sobre el karst litoral balear (período 1894-1998).

facilitará la comprensión de cómo han ido evolucionando los conocimientos sobre la materia; para ello hemos distinguido cuatro períodos que servirán para articular coherentemente este apartado (ver Figura 5).

Se incluye al final de esta memoria, en forma de anexo, un listado exhaustivo por orden alfabético de las citas existentes sobre el karst litoral de las Baleares, independientemente de que bastantes de ellas aparezcan ya relacionadas en la bibliografía general de este trabajo.

I - Los trabajos antiguos (1894 - 1940). Las primeras referencias que se preocupan por algún aspecto ligado al karst costero de nuestras islas vienen de la mano del explorador francés E.A. MARTEL, teniendo por escenario la conocida localidad de las Coves del Drac (Manacor, Mallorca). Este autor se

interesa por los problemas que planteaban, tanto la formación de este espectacular fenómeno endokárstico, como la presencia de sus lagos salobres. Con muy poca fortuna, MARTEL (1896) atribuye la génesis de la caverna estrictamente a la acción erosiva de las aguas marinas; este hecho propiciará que casi toda la producción científica de los años posteriores, relacionada con estas materias, se dedique a sugerir diversas modalidades de excavación de estas cuevas por medio de la actuación de las aguas continentales (MAHEU, 1912; DARDER, 1925; FAURA Y SANS, 1926; JOLY & DENIZOT, 1929; DARDER, 1930).

Dentro de la literatura dedicada a las cavidades de las cercanías de Portocristo, hay que mencionar los trabajos de RODÉS (1925) quien se ocupa de las oscilaciones de los lagos subterráneos de las Coves del Drac, aportando indicaciones interesantes acerca de la génesis de la caverna, así como sobre la presencia de estalagmitas sumergidas y de cristalizaciones freáticas en sus lagos hipogeos.

Completan el panorama de esta primera etapa que hemos distinguido, unas pocas citas que se plantean el problema de las calas, por lo general con referencia a la ensenada de Portocristo. Unas veces estas calas son interpretadas como cauces que experimentaron un proceso de inmersión, el cual al mismo tiempo ocasionó la invasión de las cuevas cercanas por parte de las aguas marinas (CARANDELL, 1927; LENCEWICZ, 1927); en otras ocasiones, se invocan hundimientos de antiguas grutas (MARTEL, 1903; JOLY, 1929) para explicar este tipo de costa, que fue descrito por PENCK (1894) a partir del litoral del levante de Mallorca.

II - Las primeras investigaciones geomorfológicas relevantes, y las campañas espeleológicas catalanas (1941 - 1970). Este segundo período viene marcado por dos aspectos bien diferenciados. Por un lado la expansión experimentada por la espeleología catalana de la postguerra, propicia la realización de diversas campañas en nuestras islas que fructifican en interesantes trabajos pioneros, en los que se analizan ya algunas

interferencias entre modelado kárstico y dinámica litoral. Citaremos a modo de ejemplo las publicaciones de: THOMAS-CASAJUANA & MONTORIOL-POUS, 1951 (Menorca), MONTORIOL-POUS, 1961 (Cabrera), y MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963 (Formentera); las cuales se prodigan hasta comienzos de los años setenta con sendas notas adicionales sobre el archipiélago de Cabrera (MONTORIOL-POUS, 1971a; 1971b).

El segundo aspecto que caracteriza esta etapa, está representado por la publicación de investigaciones geomorfológicas de cierta trascendencia, que tratan tangencialmente de cuestiones ligadas al karst costero; dentro de este grupo estarían las aportaciones sobre morfología litoral de Mallorca realizadas por BUTZER (1962), y por ROSSELLÓ-VERGER (1964).

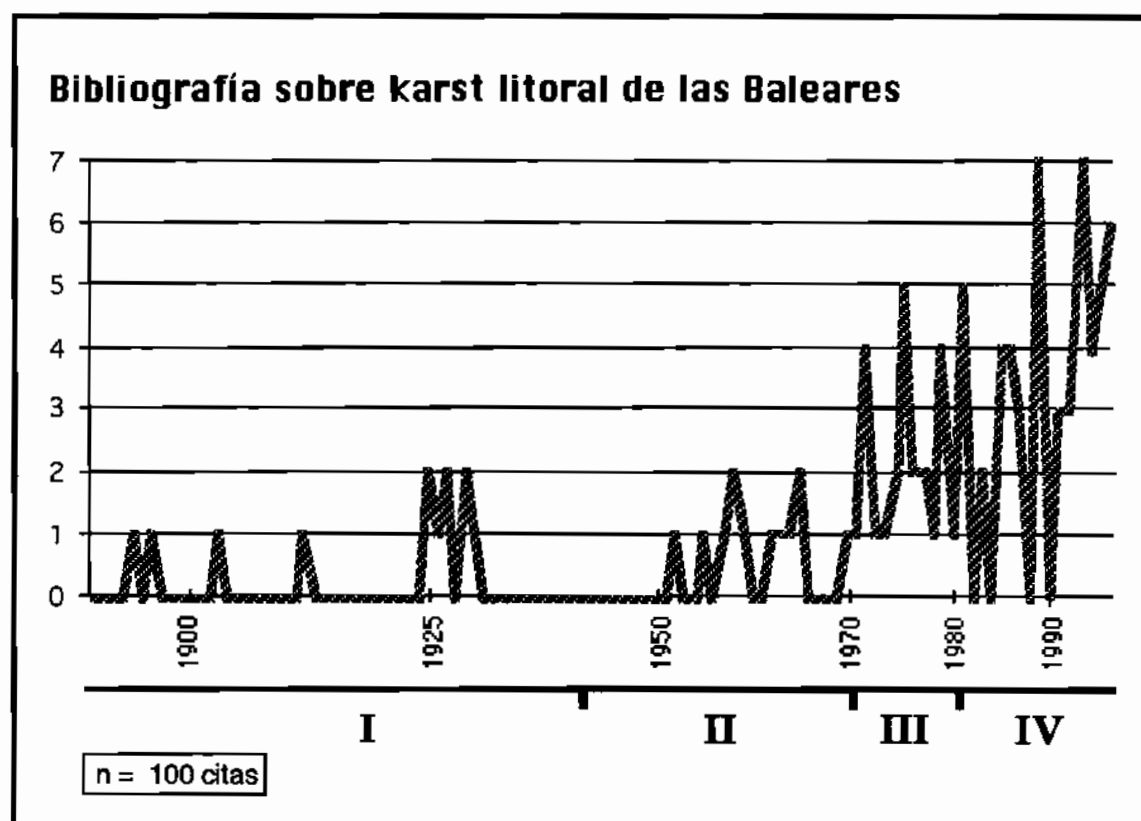


Figura 5: Evolución histórica de la producción bibliográfica sobre el karst litoral balear, con expresión de las cuatro etapas que han sido distinguidas.

Mencionaremos también unas pocas contribuciones de autores extranjeros, los cuales dejan constancia de las observaciones realizadas en visitas a nuestro archipiélago: OEDL (1954) describe cavidades kársticas de Formentera; MENSCHING (1956) expone sus impresiones sobre el karst de Mallorca; finalmente, WALTER-LEVY *et al.* (1958) se ocupan ya de aspectos relacionados con la bioerosión de las costas calcáreas de Mallorca y Eivissa.

III - El nacimiento y consolidación de la espeleología mallorquina (1971 - 1980). La década de los setenta supone la consolidación de la actividad espeleológica en la isla de Mallorca. Esta circunstancia da lugar a una gran producción de bibliografía, en la que se procede a la inventariación, descripción e interpretación morfológica de abundantes cavidades cercanas a la línea de costa (GINÉS & GINÉS, 1976; TRIAS & MIR, 1977; TRIAS *et al.*, 1979).

La importante actividad espeleológica desarrollada en las Baleares en general, y en Mallorca en particular, hace posible la aparición de algunos trabajos en los que se comienza la sistematización de determinadas cuestiones vinculadas con el karst litoral. Tal es el caso de la presencia de lagos hipogeos de aguas salobres controlados por el nivel marino (GINÉS & GINÉS, 1975; 1977), así como sus peculiares procesos de precipitación química de carbonatos (GINÉS & GINÉS, 1972). Esta tendencia en el estudio del endokarst de Mallorca se verá positivamente afectada por la incorporación de investigadores relacionados con el *Departamento de Geología* de la —en aquel entonces todavía inexistente— *Universitat de les Illes Balears*; como consecuencia de ello, verán la luz interesantes aportaciones al conocimiento morfológico, mineralógico y textural de las cristalizaciones freáticas de las cuevas costeras de nuestra isla (POMAR *et al.*, 1976; 1979).

En esos momentos se emprenden ya algunas líneas de trabajo que aportarán resultados destacables, los cuales de hecho constituyen en buena medida el germen de esta investigación. Se profundiza en el conocimiento

de las interacciones entre karst y costa (GINÉS *et al.*, 1975), emprendiéndose el estudio cronológico de las cristalizaciones freáticas de cuevas costeras mallorquinas en base a su relación con paleoniveles del Mediterráneo (GINÉS, 1973; GINÉS & GINÉS, 1974). También son descritos e interpretados ejemplos de depósitos de sedimentos arenosos, localizados en el interior de cavernas litorales (EGOZCUE, 1971; MATEU *et al.*, 1979).

Finalmente se consignará la existencia de algunos trabajos que se dedican a la descripción de la micromorfología de las costas calcáreas de la isla de Mallorca (KELLETAT, 1980; ROSSELLÓ-VERGER, 1983).

IV - Las investigaciones recientes sobre el karst balear (a partir de 1981). En la década de los ochenta aparecen diversos trabajos de síntesis sobre aspectos concretos de nuestro karst, en los cuales se aportan a menudo algunos datos relacionados con la temática que nos ocupa (TRIAS, 1983; GINÉS & GINÉS, 1987a; GINÉS & GINÉS, 1989b); esta tendencia tiene su culminación en la monografía sobre el karst y las cuevas de Mallorca publicada recientemente (GINÉS & GINÉS, 1995a). Son también abundantes en estas décadas las notas que se dedican a la descripción morfológica de la franja costera del endokarst balear (GRÀCIA *et al.*, 1997, 1998a, 2000).

Al mismo tiempo, en este último período que hemos diferenciado, se avanza de forma notable en las tendencias de estudio iniciadas en la etapa anterior. Así, se ahonda notablemente en la interpretación de las cristalizaciones freáticas de las cuevas costeras de Mallorca, tanto desde el punto de vista mineralógico y textural (GINÉS *et al.*, 1981b; HADES, 1985), como desde la perspectiva cronológica suministrada por el registro de la historia reciente del nivel marino que estos depósitos representan (GINÉS *et al.*, 1981a; POMAR *et al.*, 1987; POMAR, 1989). Estas líneas de trabajo se ven complementadas por la realización de programas de dataciones absolutas de estas cristalizaciones (HENNIG *et al.*, 1981; GRÜN, 1985, 1986; GINÉS & GINÉS, 1989a, 1993b; TUCCIMEI *et al.*, 1997, 1998, 2000; GINÉS *et al.*, 1999; VESICA *et al.*, 2000), que hacen posible situar con mayor precisión estos fenómenos en el contexto de la cronología del Cuaternario.

Dentro de unas coordinadas temáticas similares a las antes expuestas, determinadas publicaciones ponen énfasis en las grandes posibilidades que se derivan de una aproximación pluridisciplinar a la interpretación cronológica de la evolución de las cuevas costeras. Exponentes significativos de estas contribuciones en el campo de la espeleocronología los tenemos en: GINÉS & GINÉS (1986, 1987b), ANDREWS *et al.* (1989) y GINÉS & GINÉS (1993a; 1995b).

Existen otros temas que han sido abordados de forma mucho más esporádica. Entre ellos enumeraremos: la geoquímica de la zona freática de mezcla entre aguas continentales y marinas (HERMAN *et al.*, 1985; GASCOINE, 1992; JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO, 1999); las manifestaciones paleokársticas del litoral del Levante de Mallorca (FORNÓS & POMAR, 1983; FORNÓS *et al.*, 1989a, 1995; FORNÓS, 1999); la morfología de las costas calcáreas de Cabrera (RODRÍGUEZ-PEREA & SERVERA, 1993); los procesos de meteorización en la zona supramareal del mediodía mallorquín (MOSES & SMITH, 1994); o la morfología y génesis de nuestras calas (ROSSELLÓ-VERGER, 1995, 1998; ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997).

1.3.2. Tendencias de investigación observables en la bibliografía sobre karst litoral de Baleares

Las líneas en las que se ha trabajado en lo concerniente al karst litoral de nuestro archipiélago son bastante similares —incluso en su distribución cuantitativa entre las distintas tendencias de estudio observadas— a las ya analizadas al ocuparnos de la bibliografía general del tema; por este motivo, no nos extenderemos en exceso sobre estas cuestiones para evitar reiteraciones innecesarias.

De todos estos aspectos da cumplida cuenta la Figura 6, en la que se recoge la distribución de los trabajos publicados sobre el karst costero balear, clasificándolos en grandes grupos temáticos análogos a los utilizados antes al tratar de los antecedentes bibliográficos sobre este particular. Dicho

Bibliografía sobre karst litoral de las Baleares

n = 100 citas

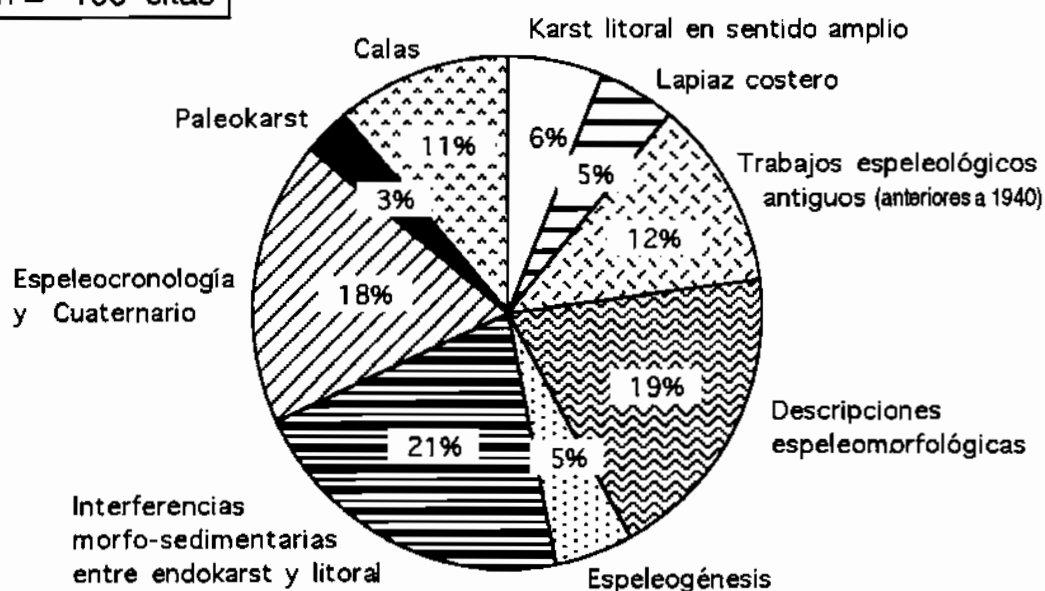


Figura 6: Distribución de la bibliografía sobre el karst litoral balear (periodo 1894-1998), entre las diversas tendencias de estudio constatadas.

gráfico pone de relieve, por un lado un manifiesto paralelismo cuantitativo con las tendencias recogidas en la Figura 3 al efectuar la mencionada revisión bibliográfica general, pero por otra parte se evidencian una serie de peculiaridades en las que nos centraremos a continuación.

Los rasgos más característicos de la literatura que tiene por escenario nuestro karst costero, son básicamente de dos tipos. Es notoria la abundancia de publicaciones que se ocupan de la descripción morfológica de cavernas costeras, aportando datos de interés diverso para el conocimiento de la zona litoral del karst balear. Estos trabajos representan el 31 % de la bibliografía disponible, agrupando las citas que hemos incluido, en la Figura 6, en dos grupos diferentes: *trabajos espeleológicos antiguos* y *descripciones espeleomorfológicas*. En este sentido, el conjunto de publicaciones dedicadas de una u otra forma al endokarst litoral balear totalizan una abrumadora mayoría de cerca del 75 % de las citas

consultadas, frente al escaso porcentaje que trata del resto de modos de aproximarse a la cuestión.

El segundo rasgo distintivo de la literatura balear sobre este respecto, viene representado por la escasez de esfuerzos dirigidos hacia el estudio de las microformas de lapiaz costero en nuestro ámbito geográfico; de hecho sólo un 5 % de las publicaciones analizadas abordan esta vertiente, frente al porcentaje muy superior (25 %) constatado al efectuar la revisión bibliográfica general. Por contra, tal como ya hemos adelantado, la abundancia relativa de referencias dedicadas a aspectos tales como espeleocronología, interferencias entre endokarst y dinámica litoral, paleokarst, o calas, es notablemente similar a la observada a nivel general.

En suma, las investigaciones realizadas acerca del karst litoral de las islas Baleares no desmerecen, e incluso destacan en aspectos concretos, en comparación con lo que es habitual en otras áreas geográficas. No obstante algunas parcelas específicas, como pueden ser los procesos de bioerosión costera, presentan un grado de conocimiento en exceso elemental.

2. EL ÁREA GEOGRÁFICA ESTUDIADA: EL LEVANTE DE MALLORCA

2.1. Características fisiográficas y geomorfológicas generales

Mallorca es la mayor de las islas del archipiélago balear, con una extensión de 3.667 km² incluyendo los islotes adyacentes a ella. Se localiza en el seno de la cuenca del Mediterráneo Occidental, estando ubicada entre los 2° y los 4° de longitud Este y los 39° y 40° de latitud Norte.

La isla presenta una forma cercana a un rombo, dispuesto con sus vértices dirigidos de manera aproximada hacia los cuatro puntos cardinales. Los lados nordoccidental y sudoriental de esta figura cuadrangular vienen delimitados por la existencia de dos alineaciones montañosas —la Serra de Tramuntana y las Serres de Llevant—, que discurren paralelas en dirección SW-NE; en los costados nordoriental y sudoccidental se disponen cuencas subsidentes, las cuales originan las grandes bahías de Alcúdia y de Palma.

Desde el punto de vista exclusivamente topográfico se individualizan en la isla tres unidades mayores (Figura 7) que se describen a continuación:

- La Serra de Tramuntana delimita la costa NW de Mallorca, y alcanza una longitud cercana a los 90 km. Posee un relieve muy enérgico, situándose en ella las mayores alturas de nuestra geografía (Puig Major de Son Torrella, 1.447 m; Puig de Massanella, 1.364 m) totalizando más de una docena de picos superiores a los 1.000 metros de altitud.
- Las Serres de Llevant, que corren más o menos paralelas a la costa SE de la isla, presentan por su parte una topografía poco vigorosa en comparación con la unidad precedente. Sus máximas altitudes superan en contadas ocasiones los 500 metros.
- Entre las dos sierras se extiende una zona central relativamente llana —el Pla—, en la cual sobresalen diversas elevaciones montañosas

como el Massís de Randa o el Puig de Bonany. Esta unidad del relieve se prolonga asimismo a lo largo de la costa SE de Mallorca, formando una orla tabular que contornea buena parte de las Serres de Llevant.

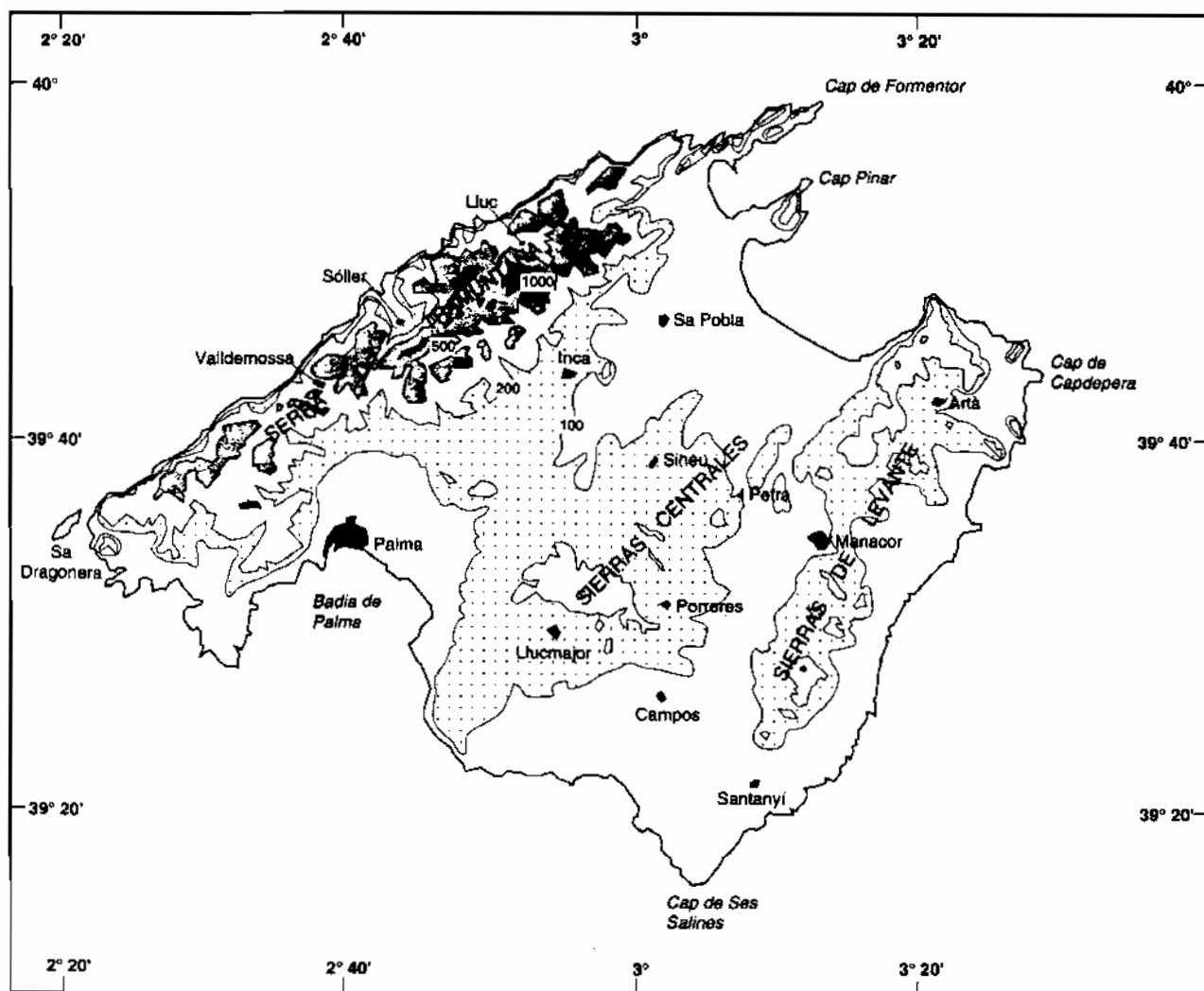


Figura 7: Mapa topográfico de la isla de Mallorca, según GELABERT (1998). Están representadas solamente las isohipsas de 100, 200, 500 y 1000 metros. Se distinguen con claridad las tres unidades mayores del relieve individualizadas en el texto: la Serra de Tramuntana, las Serres de Llevant, así como el Pla con las sierras centrales y la plataforma costera sudoriental.

Esta simplicidad en cuanto a sus grandes rasgos fisiográficos ha sido matizada por numerosos autores, quienes han elaborado diferentes propuestas de zonificación o comarcalización de Mallorca basadas en criterios diversos. Así, ROSSELLÓ-VERGER (1974), por ejemplo, utiliza una división territorial en cinco unidades —Muntanya, Raiguer, Pla, Llevant y

Migjorn— en la cual toman ya carta de naturaleza las dos regiones naturales en las que se encuadra la costa oriental de la isla: el Llevant constituido por materiales carbonatados mesozoicos estructurados por la orogenia alpina, y el Migjorn integrado por depósitos calcareníticos postorogénicos del Mioceno Superior. Más adaptada todavía a la orientación geomorfológica de las presentes investigaciones está la zonificación empleada por RODRÍGUEZ-PEREA (1992) y por SERVERA (1995), autor este último que distingue hasta ocho unidades morfoestructurales distintas que aparecen reflejadas en la Figura 8; la zona objeto de estudio queda enmarcada —como ya sucedía antes— en las unidades morfoestructurales de las Serres de Llevant y del Migjorn.

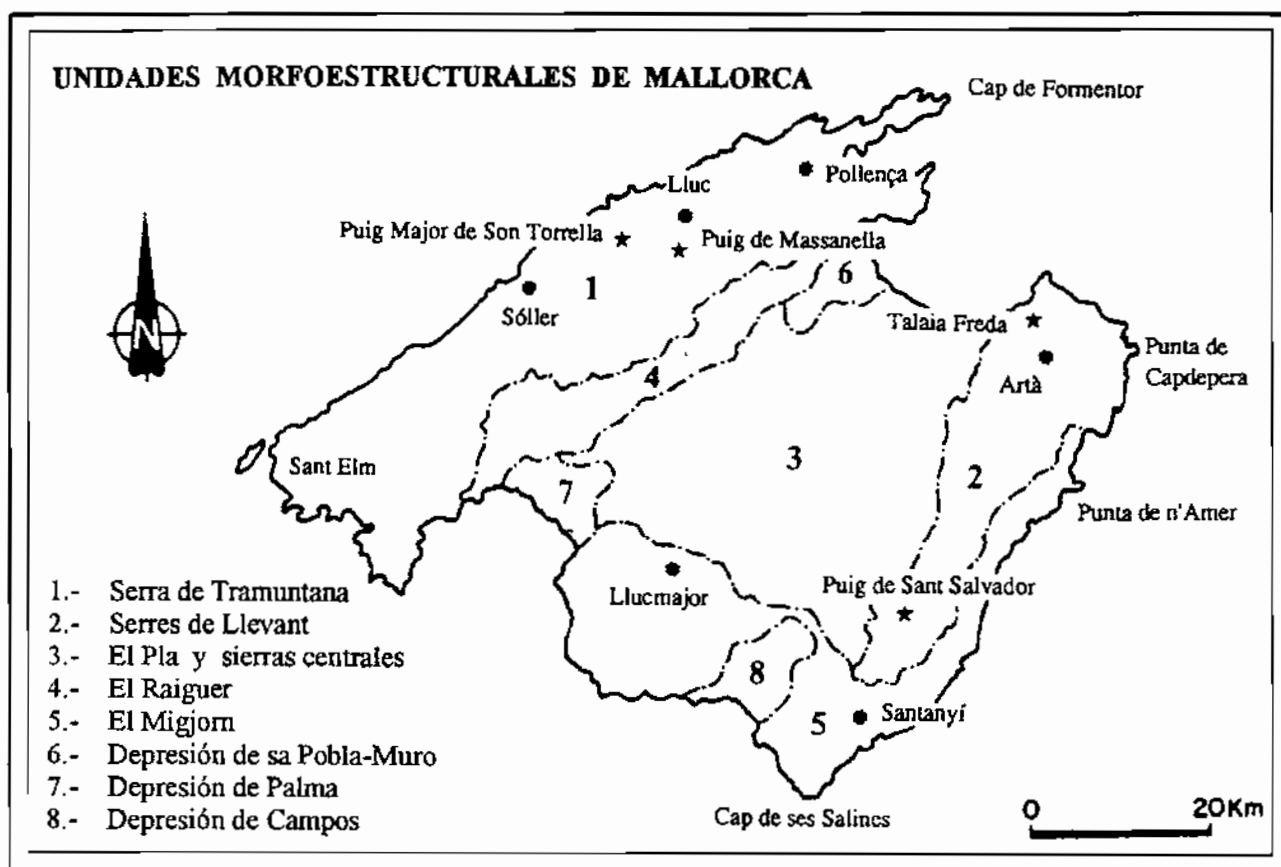


Figura 8: Unidades morfoestructurales de la isla de Mallorca, según SERVERA (1995).

Nótese cómo el área objeto de nuestra atención —comprendida entre la Punta de Capdepera y el Cap de ses Salines— forma parte de dos unidades morfoestructurales distintas: las Serres de Llevant y el Migjorn.

El relieve. Centrándonos ya en la parte más oriental de Mallorca, diremos que se halla conformada por una alineación de colinas y montañas de apariencia redondeada, con escasas zonas de acantilados concentradas sobre todo en la vertiente nordoccidental de las montañas de Artà, aparte claro está de los cantiles existentes a lo largo de la línea de costa. Las alturas máximas superan por muy poco los 500 metros en las siguientes tres elevaciones: sa Talaia Freda (563 m) y Puig de Ferrutx (520 m) en el municipio de Artà, y el Puig de Sant Salvador (510 m) en el término de Felanitx. En su conjunto, las Serres de Llevant configuran unos relieves discontinuos, que son más vigorosos hacia el NE y se van suavizando hacia el SW; se pueden diferenciar, dentro de esta primera unidad morfoestructural, tres agrupaciones montañosas principales de norte a sur: las montañas de Artà, la sierra de Calicant, y el sector del Puig de Sant Salvador - Santueri.

Las montañas de Artà se disponen al norte de esta población, formando una compleja barrera orográfica de 563 metros de altitud máxima (sa Talaia Freda, o Puig de Son Morell), que cierra la bahía de Alcúdia por el sureste. El relieve de estas elevaciones calcáreas es marcadamente asimétrico: sectores acantilados se disponen siguiendo su vertiente nordoccidental, mientras que en dirección sureste las montañas y colinas van perdiendo altura hasta alcanzar diversas llanuras aluviales del municipio de Capdepera. Por su parte, la sierra de Calicant representa de hecho la prolongación hacia el suroeste de las montañas de Artà, culminando en el Puig d'Alpare (488 m) y la Muntanya de Calicant (473 m); los dos conjuntos montañosos citados suponen una importante divisoria hidrográfica, que separa la cuenca de Alcúdia de aquellas otras que drenan hacia la costa oriental de Mallorca. Finalmente, al sur de la población de Manacor se extiende una larga y dispersa serie de elevaciones (Puig de So na Moixa, 334 m; Mola des Fangar, 319 m; Puig de sa Comuna Grossa, 433 m; Santueri, 423 m; Puig de s'Envestida, 419 m) cuyo punto culminante es el Puig de Sant Salvador, con sus 510 metros. Buena parte de estas montañas y colinas se orientan de NW a SE —o sea, transversales a la dirección

general de las Serres de Llevant— favoreciendo la presencia de torrentes de fuerte pendiente, que en momentos de precipitaciones intensas pueden ocasionar importantes avenidas.

Los relieves descritos se encuentran rodeados hacia el sureste por una superficie tabular de unos 40 metros de altitud media, la cual contornea a modo de orla las Serres de Llevant constituyendo la segunda unidad morfoestructural de nuestro interés, es decir el Migjorn (ver Figura 8). Esta franja costera se extiende desde aproximadamente la Punta de n'Amer hasta bastante más allá del Cap de ses Salines, presentando una anchura de unos 5 kilómetros por término medio; da lugar a un tipo de paisaje muy característico, que permite hablar de las “*marines*” de Santanyí y de Llevant por analogía con los rasgos definitorios de la Marina en sentido estricto, es decir la de Llucmajor (ROSSELLÓ-VERGER, 1964). Este paisaje típico del sur y sureste de Mallorca, queda definido por la existencia de una plataforma calcárea subhorizontal, en la que se encajan barrancos —a veces de dimensiones considerables— los cuales dan origen a espectaculares calas al alcanzar la línea de costa. Ésta suele presentarse en forma de acantilados litorales de hasta 30 metros de altura, pudiendo llegar a ser muy articulada (índice de articulación $>2,5$) allí donde abundan las penetraciones marinas ligadas a la desembocadura de sistemas torrenciales.

La fisiografía de la zona oriental de Mallorca, es el resultado de la actuación de procesos morfogenéticos pertenecientes a tres dominios geomorfológicos principales: el sistema de erosión fluvio-torrenciales —con la correspondiente evolución de los interfluvios que integran la red hidrográfica—, el dominio litoral, y el modelado kárstico ligado a la naturaleza calcárea de los materiales aflorantes. Sin ánimo de profundizar en ninguna de estas materias, se dedican a continuación algunas consideraciones a la descripción de cada uno de dichos dominios.

La red hidrográfica. La alineación montañosa de las Serres de Llevant (alargada de SW a NE) representa una divisoria hidrográfica relevante, que

origina la yuxtaposición —a lo largo de la costa oriental de Mallorca— de numerosas cuencas hidrográficas, las cuales drenan en dirección aproximada SE. La magnitud de estas cuencas es muy variable siendo en términos generales modestas, ya que en contadas ocasiones superan los 50 km² de superficie. JANSÀ (1951) agrupa este rosario de pequeñas unidades hidrográficas en dos macro-cuencas, que denomina como Cuenca Litoral de Levante y Cuenca de Artà, diferenciación algo artificiosa basada en criterios de tipo orográfico y paisajístico.

La hidrografía superficial de la vertiente sudoriental de la isla, en el tramo comprendido entre el Cap de ses Salines y la Punta de n'Amer (Figura 9), ha sido estudiada por GRIMALT *et al.* (1990) empleando técnicas de análisis multivariante aplicadas a la morfometría de las cuencas. Estos autores distinguen 36 unidades hidrográficas diferentes cuyo tamaño se incrementa hacia el norte, donde están localizadas las dos cuencas mayores: la de ses Talaioles (57 km²) y la de Ca n'Amer (76 km²), que desembocan respectivamente en Portocristo y en s'Illot. El análisis morfométrico realizado les permite diferenciar hasta seis tipologías de cuencas, cuyas superficies superan por norma los 10 km² cuando sus cabeceras alcanzan de lleno las zonas montañosas de las Serres de Llevant. En estas circunstancias las cabeceras de las cuencas presentan densidades de drenaje relativamente altas, asociadas a una gran abundancia de cursos cortos correspondientes a los órdenes inferiores. Por el contrario, las unidades hidrográficas de dimensiones menores a 10 km² no suelen llegar a las elevaciones montañosas interiores, sino que se excavan en su totalidad en la plataforma del Mioceno Superior; los cursos que las drenan presentan densidades de drenaje inferiores, así como pendientes moderadas (<20 ‰) si las comparamos con los valores más elevados de las cuencas de mayor entidad superficial.

La hidrografía de las montañas de Artà se caracteriza por la presencia de cuencas excavadas del todo en los materiales plegados de las Serres de Llevant, cuyos cursos desaguan asimismo en dirección SE. Las

HIDROGRAFIA SUPERFICIAL DE LA VERTIENTE SE DE MALLORCA

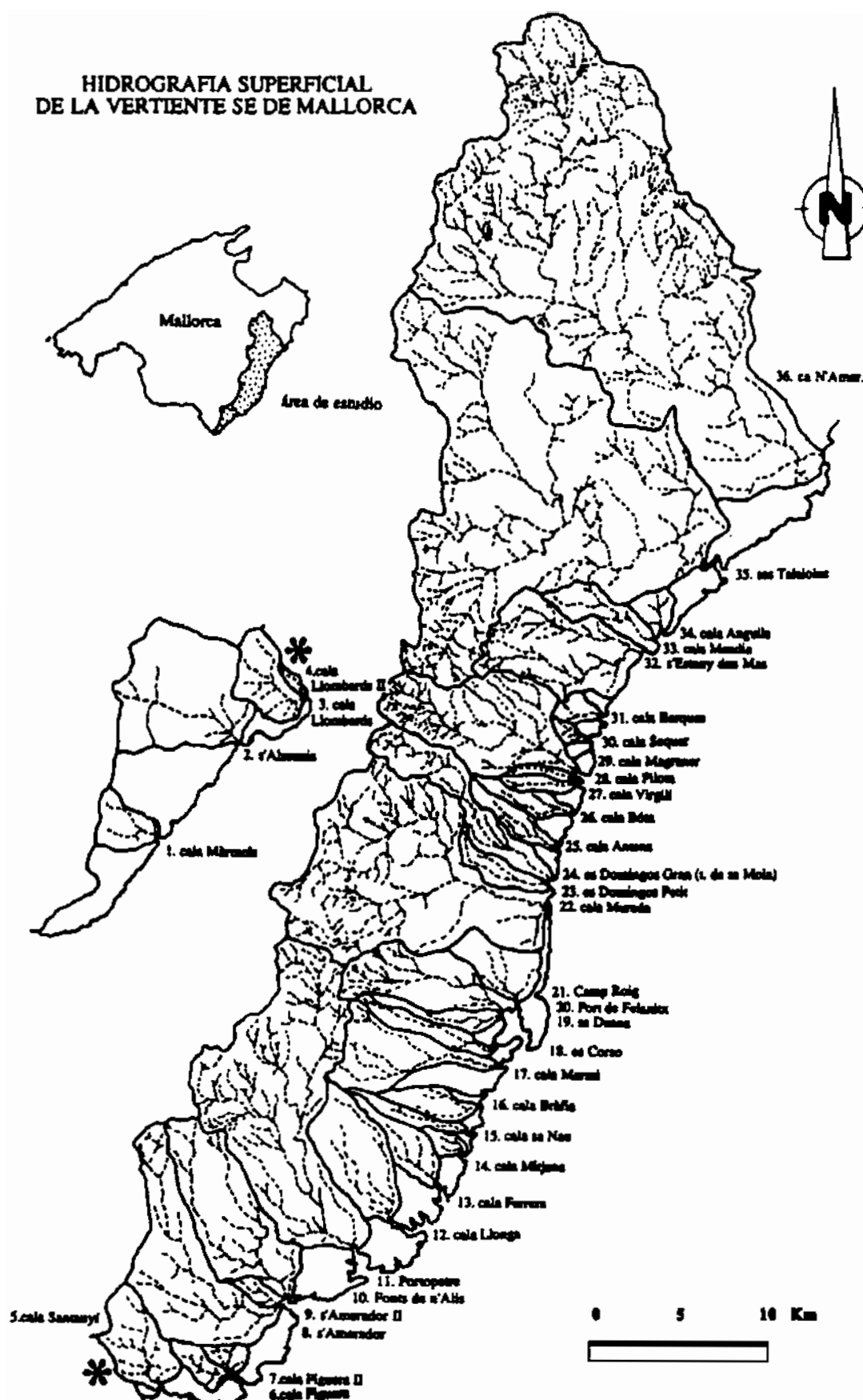


Figura 9: Red hidrográfica de la vertiente sudoriental de Mallorca, según GRIMALT *et al.* (1990).

dimensiones de estas unidades superficiales suelen oscilar en torno a los 10-20 km², salvo en el caso del Torrent de Canyamel cuya extensión se eleva hasta 80 km².

Es conveniente dejar constancia de que en los relieves tabulares de las “*marines*” de Santanyí y de Llevant (unidad morfoestructural del Migjorn) es posible individualizar áreas dotadas de drenaje endorreico, como sucede en la zona deprimida del Camp den Torrella (Santanyí). Otros sectores de esta plataforma carbonatada poseen un comportamiento arreico, relacionado con la escasez de precipitaciones y el carácter karstificable del sustrato rocoso; su ubicación, en los límites imprecisos que separan cuencas de dimensiones reducidas, favorece esta situación de nula actividad hidrológica superficial.

Los sedimentos asociados al dominio fluvio-torrencial no han sido objeto todavía de investigaciones detalladas, en la mitad oriental de Mallorca. No obstante, en las Serres de Llevant se han estudiado interesantes abanicos aluviales —interrelacionados con sedimentos eólicos y/o marinos del Pleistoceno Superior (RODRÍGUEZ-PEREA, 1998; GÓMEZ-PUJOL, 1999; ROSE & MENG, 1999)— pero las localidades descritas se encuentran fuera del área de nuestro interés, ya que se sitúan en la vertiente nordoccidental de las montañas de Artà, la cual contribuye a delimitar la bahía de Alcúdia.

La costa. La morfología de la línea de costa muestra unos rasgos más bien simples, que se encuadran a la perfección dentro de la clasificación del litoral mallorquín propuesta en su día por ROSSELLÓ-VERGER (1975). En su gran mayoría se trata de costas acantiladas típicas de las “*marines*”, con alturas que oscilan entre los 10 y los 30 metros, las cuales evidencian la clara estratificación subhorizontal de los materiales calcáreos miocénicos. La relativa monotonía de este tipo de litoral se ve sólo rota por abundantes penetraciones marinas —las calas—, sitas en la desembocadura de los sistemas torrenciales encajados en la plataforma del Migjorn (ROSSELLÓ-

VERGER, 1995). En dichas calas se generan con frecuencia pequeñas zonas húmedas, como las existentes en s'Amarador (Santanyí) o en Cala Magraner (Manacor), formadas a causa de la presencia de cordones litorales de arenas o de cantos. No faltan pequeños tramos de costa en escalón —costa de *nip*— localizados sobre todo en los extremos sur y norte de esta franja costera tabular, concretamente en las proximidades del Cap de ses Salines (Santanyí) y de la Punta de n'Amer (Sant Llorenç des Cardassar); en esas áreas los materiales calcareníticos tortonienses-messinienses pierden altura al verse afectados por tendencias subsidentes, que dan lugar a la existencia de extensas playas de arena como las de Sa Coma y Cala Millor (Sant Llorenç des Cardassar) y las de Cala Bona (Son Servera).

A lo largo de la franja litoral de las montañas de Artà, alternan numerosos fragmentos donde las calizas mesozoicas forman acantilados importantes, junto a otros sectores de costas bajas relacionadas con la desembocadura de cursos torrenciales. La disposición de estos cursos —y sus calas asociadas— con frecuencia viene condicionada por las directrices estructurales de las Serres de Llevant, tal como se observa en el conjunto de calas situado más al norte del Cap des Freu (Capdepera), entre las que se cuentan la Platja de sa Mesquida, Cala Torta, Cala Mitjana, Cala Estreta, y es Matzoc.

En puntos concretos es posible observar entalladuras litorales —*marine notches*— ligeramente elevadas, excavadas por paleoniveles marinos holocénicos y/o del Pleistoceno Superior; algunas veces estas morfologías se hallan asociadas a depósitos groseros de playa consolidados, como sucede por ejemplo en Cala Magraner (Manacor). Por otra parte, en toda la costa de las “*marines*” de Santanyí y de Llevant son frecuentes las plataformas de abrasión marina, dispuestas a diferentes elevaciones y correspondientes a antiguos niveles marinos pleistocénicos interglaciales (CUERDA, 1975). En muchas ocasiones este tipo de formas puede resultar de interpretación dudosa, al coincidir estas rasas con las discontinuidades deposicionales (planos de estratificación) de los depósitos carbonatados del Mioceno Superior del Migjorn mallorquín.

Por lo que respecta a los ambientes sedimentarios propios del dominio litoral, destacaremos la existencia de algunos sistemas playa-duna actuales bien desarrollados, entre los que destaca el de la Platja de sa Mesquida, en Capdepera (SERVERA, 1997). Asimismo, a lo largo de todo el Levante de Mallorca son abundantes los depósitos eólicos pleistocénicos, que se presentan en forma de dunas ascendentes adosadas a los acantilados costeros (FORNÓS *et al.*, 1983; CLEMMENSEN *et al.*, 1997).

El modelado kárstico. La naturaleza calcárea de nuestro territorio insular hace que este modelado se erija en una de las piezas clave, de cara a la caracterización geomorfológica del área en la que se centran las presentes investigaciones. Como sea que el endokarst es objeto más adelante de un tratamiento pormenorizado, efectuado atendiendo a aproximaciones diversas, nos ocuparemos ahora tan sólo de apuntar los rasgos generales que muestra el modelado exokárstico en la porción oriental de la isla.

Para centrar este tema nos referiremos a la zonificación que es factible establecer en Mallorca, en base a los caracteres diferenciales del karst en sus distintas regiones naturales (GINÉS & GINÉS, 1989b). La Figura 10 recoge las grandes unidades kársticas que se pueden distinguir en nuestro ámbito geográfico, expresando asimismo las peculiaridades tanto de la endo- como de la exokarstificación en cada una de ellas. En concreto la zona en estudio incluye, como ya es sabido, las Serres de Llevant y el Migjorn, regiones kársticas bien diferenciadas con respecto a la Serra de Tramuntana; unidad esta última que destacaría por representar el máximo exponente cualitativo y cuantitativo de la isla, en lo que atañe al desarrollo de las formas de superficie propias de los relieves calcáreos.

Ocupándonos en primer lugar de las depresiones kársticas, se constata que las dolinas de disolución son muy poco abundantes, observándose a lo sumo algunas de pequeña magnitud en las elevaciones de las montañas de Artà, así como algún ejemplar aislado en la plataforma

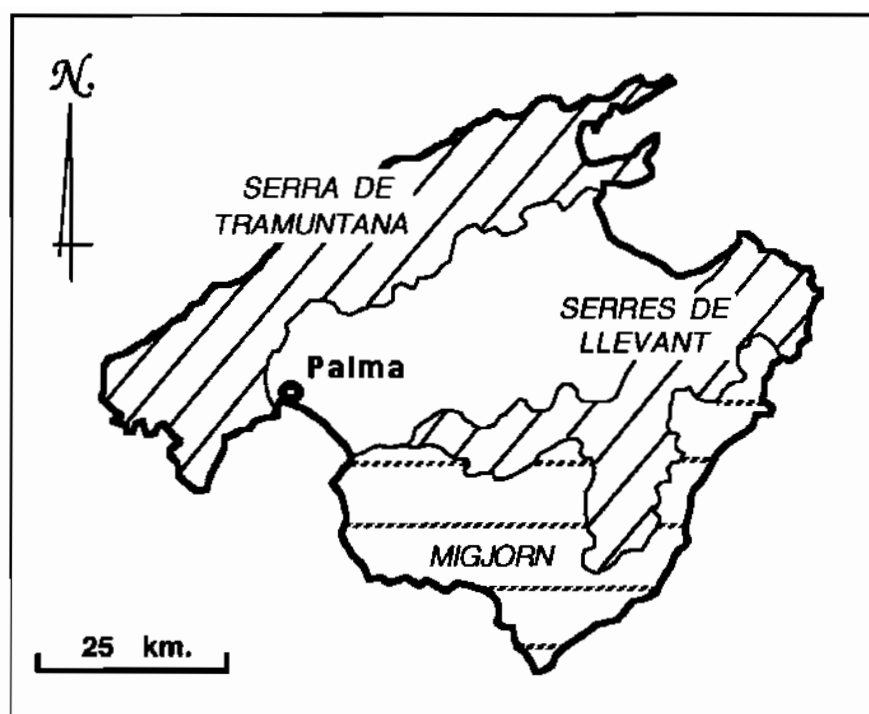


Figura 10:
Regiones kársticas
principales de la isla de
Mallorca.
Para cada una de ellas se ha
indicado su caracterización
geomorfológica, en base a los
condicionantes geológicos y a
las peculiaridades cualitativo-
cuantitativas de sus
morfológicas exo- y
endokársticas.

regiones kársticas	marco geológico		formas exokársticas			formas endokársticas		
	materiales plegados	tabular post-orogénico	grandes depresiones	dolinas	lapiaz	cavidades verticales	formas de drenaje horizontal	cuevas de desarrollo clásico
SERRA DE TRAMUNTANA	●		◆	◆	◆	◆	◆	◆
SERRES DE LLEVANT	●			◇	◇	◇	◇	◇
MIGJORN		●	◇	◇			◇	◆

◆ abundancia ◇ presencia

del Migjorn. La depresión decamétrica donde se abre la Cova des Xots (Manacor), es un bonito espécimen de dolina de disolución con su fondo plano, que además drena subterráneamente a través de una cueva penetrable. Existen también —en los materiales calcáreos postorogénicos del Mioceno Superior— algunas dolinas de hundimiento resultantes del colapso de vacíos subyacentes, como por ejemplo los Clots des Cendrar, en Son Josep Nou, o el Clot de sa Clova Rodona, en Can Frasquet (todos ellos en el municipio de Manacor); aunque no puedan ser consideradas como depresiones exokársticas, las entradas de numerosas cuevas del Migjorn (Cova des Serral, Cova de sa Gleda, Cova des Pont...) constituyen a su vez

espectaculares morfologías de hundimiento, las cuales marcan el paisaje de esta monótona plataforma costera. En cuanto a depresiones de mayor entidad superficial, es posible reseñar tan sólo las Comes de Son Granada (ROSSELLÓ-VERGER, 1964) situadas en la Marina de Lluçmajor y, por tanto, fuera de la zona en estudio. Dentro de este epígrafe hay que recordar la existencia —en la región kárstica del Migjorn— de abundantes áreas deprimidas endorreicas o arreicas que, sin llegar a constituir morfologías exokársticas remarcables, son resultado y exponente del carácter calcáreo del sustrato.

El lapiaz está presente en las elevaciones de las Serres de Llevant con tipologías en las que interviene la escorrentía superficial (*rillenkarren*, *rinnenkarren*...), así como otras variedades de lapiaz ya sea estructural (*kluftkarren*) o generado bajo cobertura edáfica (*subsoil lapiaz*). Aún así, el meso- y micromodelado de las superficies calcáreas no alcanza unas características comparables a las que ofrece en la Serra de Tramuntana (GINÉS, 1999). Debe tenerse en cuenta que los afloramientos calcáreos son aquí mucho más limitados, y el contexto bioclimático y geomorfológico es menos favorable a la generación de campos de lapiaz espectaculares. Por otra parte, el micromodelado exokárstico en la plataforma del Migjorn es muy pobre; solamente vale la pena mencionar formas diversas de lapiaz cavernoso (*kavernosen karren*), generadas bajo una poco potente formación edáfica. La apariencia esponjosa de las morfologías observables está fuertemente condicionada por la litología de los depósitos calcareníticos del Mioceno Superior, los cuales se encuentran con frecuencia muy bioturbados y son en extremo heterogéneos desde el punto de vista textural.

Para terminar conviene referirse a las abundantes y variadas morfologías de disolución del roquedo calcáreo que se dan en las inmediaciones de la costa. Los ambientes mesolitoral y supralitoral albergan toda suerte de microformas de lapiaz costero (cubetas de diferentes tipos, pequeños pináculos, superficies fuertemente corroidas de apariencia alveolar...) originadas por procesos bioerosivos así como de disolución inorgánica. En la más o menos estrecha franja supralitoral es muy importante

el papel del spray salino, que contribuye al modelado de las extensiones de lapiaz más conspicuas y destacables de la región kárstica del Migjorn; estos lapiaces circalitorales alcanzan un desarrollo notable, dentro de un contexto caracterizado por la pobreza de las formaciones edáficas y vegetales existentes, la cual es consecuencia lógica de las duras condiciones ambientales impuestas por la proximidad a la línea de costa.

En un terreno calcáreo como Mallorca, el karst es sin duda uno de los principales factores definitorios del paisaje. Esta afirmación es innegable, por ejemplo, en la Serra de Tramuntana, donde la espectacularidad de su exokarst determina la fisiografía de esa unidad geográfica. En el caso del Levante de la isla, la trascendencia del karst como determinante paisajístico no es tan evidente, ya que la gran relevancia de los procesos ligados a la disolución de la roca calcárea se traduce en un importantísimo modelado endokárstico; su conocimiento y evaluación requieren echar mano no ya de la asequible visita y estudio a nivel de superficie, sino de la incursión espeleológica revestida de mayor o menor dificultad técnica. Aún a pesar de este carácter oculto de algunas de las peculiaridades geográficas del Migjorn de Mallorca —al tratarse de fenómenos hipogeos—, la clarividencia de investigadores como DARDER (1930) ya se refería a esta región natural afirmando que es una de las áreas kársticas por excelencia de nuestra isla, aunque la relevancia de sus formas de superficie sea de hecho mínima.

2.2. Los condicionantes geológicos

Cualquier investigación de índole geomorfológica ha de tener en consideración los factores condicionantes que el contexto geológico —litoestratigrafía y estructura— impone a la génesis y evolución del relieve. Esta referencia es de suma importancia al tratar de los fenómenos asociados a la karstificación, puesto que los factores geológicos son determinantes no tan sólo en el modelado externo de estos territorios, sino que además rigen su particular hidrología subterránea participando, al mismo tiempo, en el control de los procesos que intervienen en la formación de cavidades endokársticas. En esta línea, el presente capítulo se propone aportar algunos datos concisos pero suficientes, que permitan valorar cómo la geología es el principal factor explicativo a la hora de abordar la endokarstificación de la zona en estudio. Para ello se efectúa acto seguido una exposición breve de las características geológicas del Levante de Mallorca.

Son bastante abundantes las obras generales sobre geología de Mallorca, efectuadas unas veces con finalidades divulgativas y en otras ocasiones destinadas a presentar visiones resumidas de la materia. La consulta, entre otras, de las obras de COLOM (1975), FORNÓS & GELABERT (1995), RODRÍGUEZ-PEREA (1992), RODRÍGUEZ-PEREA & GELABERT (1998) y POMAR (1979), es obligada para acceder a perspectivas diversas sobre los rasgos básicos de la geología de la mayor de las islas Baleares. También abundan los estudios de detalle, que se han centrado en unidades geográficas o estratigráficas concretas; sin ánimo de exhaustividad, mencionaremos en este sentido los trabajos de FALLOT (1922), GELABERT *et al.* (1992) y GELABERT (1998) sobre la Serra de Tramuntana, las publicaciones de DARDER (1925), BOURROUILH (1983) y SÀBAT (1986) acerca de las Serres de Llevant y, finalmente, la monografía de POMAR *et al.*

(1983c) sobre el Terciario de las Baleares, donde se da cumplida cuenta de la litoestratigrafía del Mioceno Superior en el sur y levante de Mallorca. Las informaciones contenidas en las publicaciones citadas suponen los puntos de referencia necesarios para complementar el esbozo geológico que se desarrolla en las páginas siguientes, representando de hecho el grueso de los conocimientos que han servido de base para su elaboración.

2.2.1. Aspectos litoestratigráficos

Como ya ha sido expuesto al tratar de las unidades fisiográficas que configuran nuestra isla, cabe distinguir en ella dos alineaciones montañosas principales formadas sobre todo por depósitos mesozoicos fuertemente estructurados, así como una amplia zona llana central —que se extiende a su vez hacia el sur y sureste— integrada por materiales discordantes postorogénicos, los cuales comprenden desde el Mioceno Superior hasta el Cuaternario (Figura 11).

En términos generales, la estratigrafía de Mallorca abarca desde el Carbonífero hasta el Holoceno, mostrando un importante hiato en la base del Terciario. La Figura 12 nos enseña una columna estratigráfica sintética, aportada por GELABERT *et al.* (1992), válida con ligeras matizaciones para el conjunto de la isla. Desde el punto de vista de la litología, el rasgo común más destacable es la predominancia de materiales carbonatados —calizas, dolomías, conglomerados calcáreos, calcarenitas...— frente a una pobre representación de rocas siliciclásticas. Las características sedimentológicas de los materiales presentes son bastante variadas, incluyendo ambientes sedimentarios muy diversos que van desde facies de tipo lacustre hasta otras de carácter marino pelágico, pasando por facies litorales, de plataforma y de talud; esta acusada variabilidad se relaciona con las diversas etapas en la estructuración tectónica del área, las cuales fueron ocasionando cambios notables en los ambientes deposicionales documentados en la dilatada historia geológica de nuestra isla. Se pasará revista a continuación a la litoestratigrafía de las rocas aflorantes en la mitad oriental de Mallorca.

El Mesozoico. Los materiales más antiguos presentes en las Serres de Llevant corresponden al Keuper, estando formados por sedimentos pelíticos, con intercalaciones de evaporitas y de rocas vulcanoclásticas. La sedimentación durante el Triásico Superior refleja un acontecimiento regresivo notable, que conlleva la acumulación de sedimentos de carácter

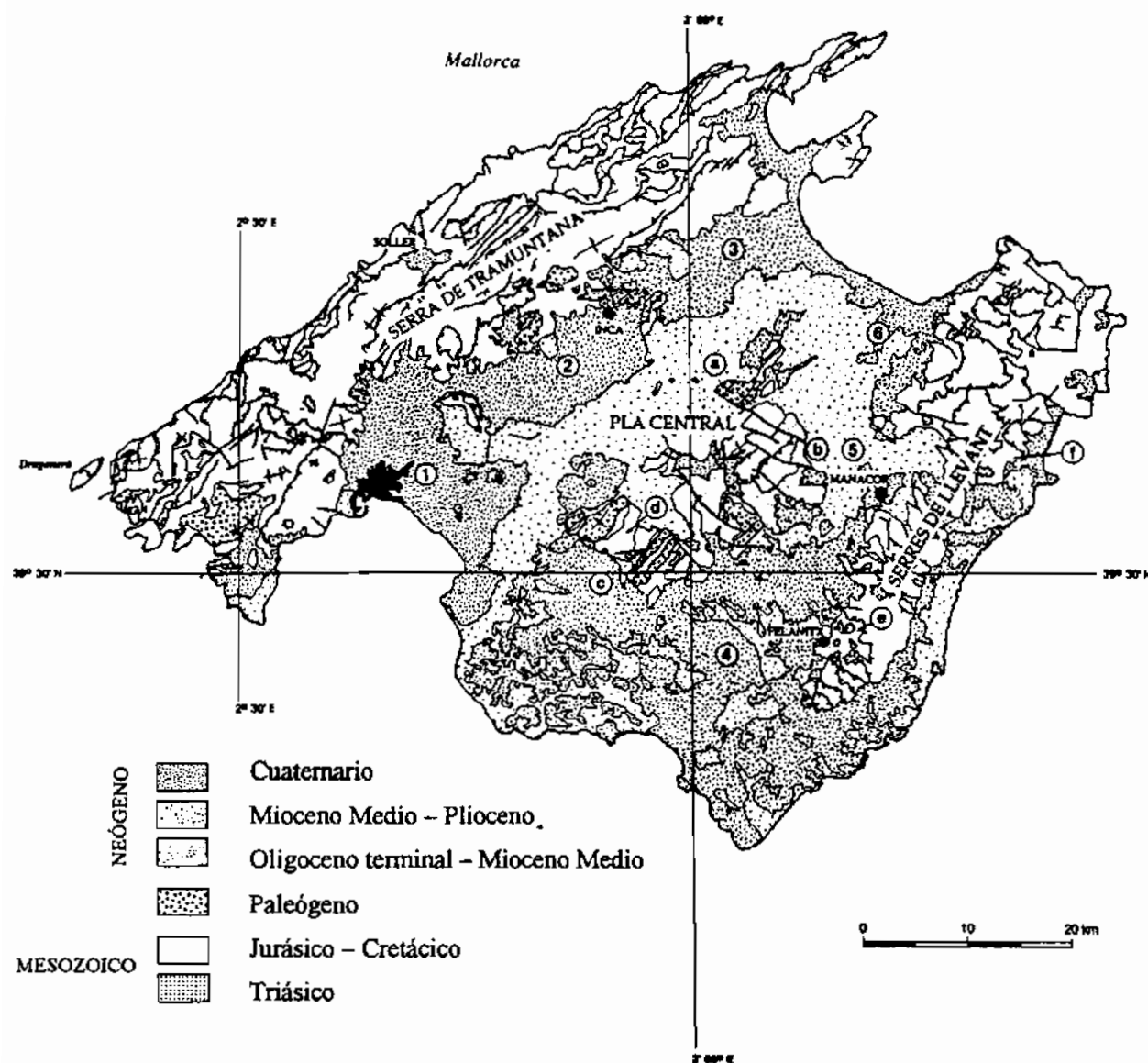


Figura 11: Mapa geológico simplificado de Mallorca, según ROCA (1992). A destacar la predominancia de materiales mesozoicos plegados en las diferentes zonas montañosas, así como los depósitos postorogénicos discordantes que conforman el llano central —el Pla— y el sur y sureste de la isla.

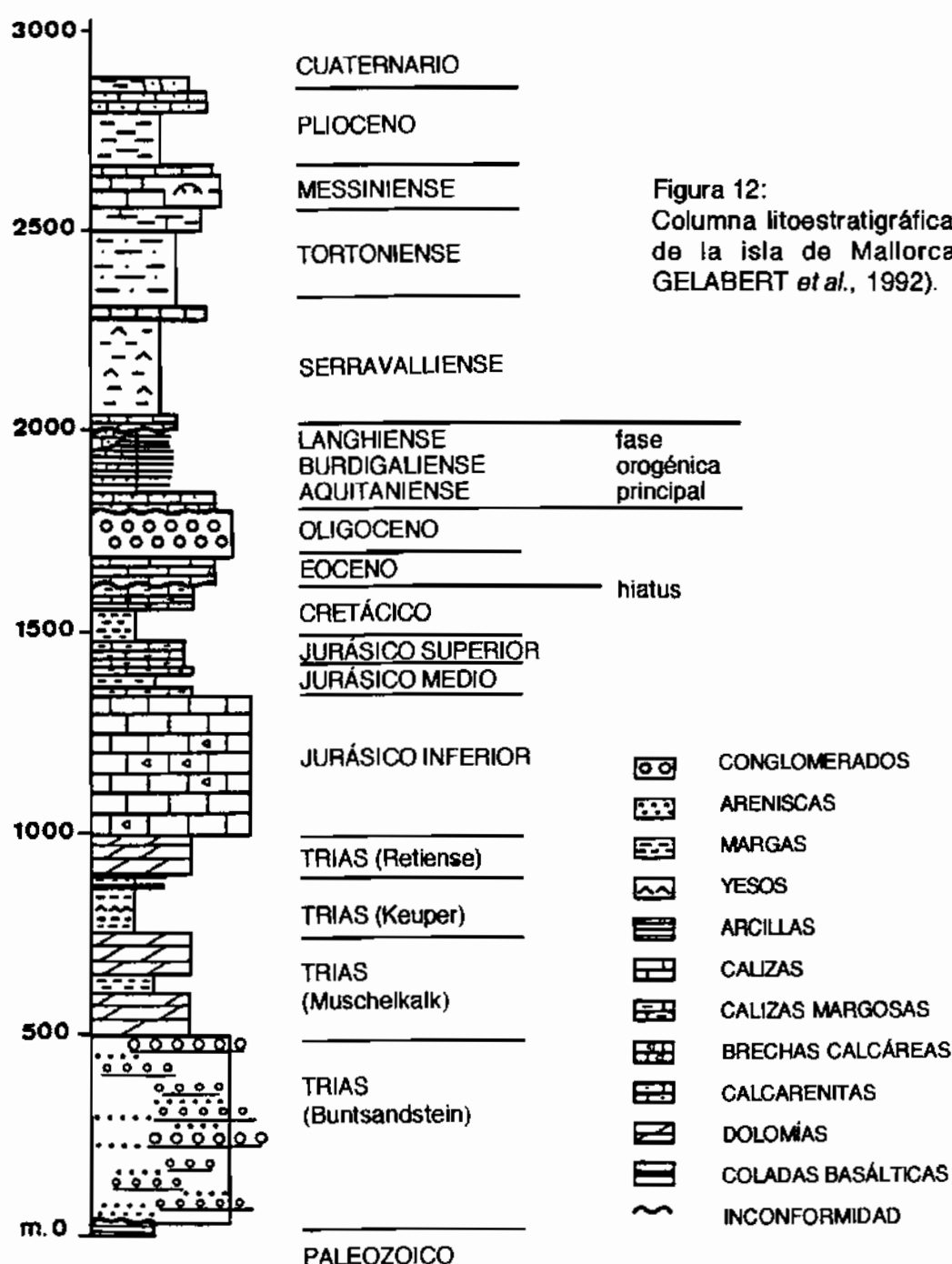
1: cubeta de Palma; 2: cubeta de Inca; 3: cubeta de Sa Pobla; 4: cubeta de Campos; 5: cubeta de Manacor; 6: cubeta de Santa Margalida; a: Sineu; b: Puig de Bonany; c: macizo de Randa; d: Puig de Randa; e: sinclinal de Son Macià - Sant Salvador; f: Son Servera.

continental; hacia el techo de la serie —ya en el tránsito Triásico-Jurásico (Retiense)— se instaure de nuevo la sedimentación marina originándose depósitos dolomíticos, que marcan el paso hacia ambientes deposicionales cada vez más profundos, tendencia que se prolongará durante todo el Mesozoico. El Keuper es el nivel impermeable por excelencia dentro de la serie mesozoica de las Serres de Llevant, jugando por tanto un papel destacado en el comportamiento hidrogeológico muy compartimentado de estos relieves montañosos.

El Jurásico incluye básicamente materiales carbonatados, con unas potencias cercanas a los 500 metros. Estos depósitos evidencian una gran fase transgresiva puesta de manifiesto en la evolución, desde un ambiente de plataforma somera en el Lías, hacia sedimentos de margen continental y facies pelágicas en el Jurásico Medio y Superior. El Lías es una unidad de aspecto masivo que presenta dolomías en su base, las cuales pasan a brechas calcáreas y calizas micríticas hacia el techo. La secuencia liásica termina con niveles de areniscas silíceas y microconglomerados (Toarciense) de distribución muy irregular, pero que constituyen un buen nivel guía a escala regional. Aunque el Lías de las Serres de Llevant presenta un carácter más dolomítico que en la Serra de Tramuntana, la práctica totalidad de manifestaciones kársticas existentes en las elevaciones montañosas de la Mallorca oriental se localizan en la serie carbonatada del Jurásico Inferior; las importantes cavidades subterráneas del Cap Vermell (Capdepera), y aledaños, serían un buen exponente del modelado kárstico que se da en estos materiales calcáreos mesozoicos.

Durante el Jurásico Medio (Dogger) y Superior (Malm) continúa la sedimentación de tipo pelágico y hemipelágico, iniciada al final del Lías. En su conjunto se trata de margocalizas y calizas nodulosas, dispuestas en bancos de orden decimétrico, con abundantes intercalaciones y nódulos de sílex; esta unidad es muy rica en fauna de ammonites, incluyendo niveles considerados como facies de condensación. La potencia del Jurásico Medio y Superior raramente supera los 200 metros, correspondiendo con claridad a una sedimentación de margen continental. La alternancia de depósitos poco

potentes margosos y margocalcáreos hace que estas unidades sean poco relevantes desde el punto de vista de sus morfologías kársticas, al igual que sucede con las rocas cretácicas.



El Cretácico está pobremente representado en Mallorca, aunque de manera local puede poseer potencias superiores al centenar de metros.

Aparecen en las Serres de Llevant sus niveles inferiores, constituyendo la continuación de unos ambientes sedimentarios pelágicos que implican la deposición —en un mar profundo— de margas y margocalizas blanquecinas con fauna de radiolarios y tintínidos. Este tipo de sedimentación profunda va evolucionando, no obstante, hacia condiciones cada vez más someras, al tiempo que va resultando influenciada por aportes terrígenos.

El Paleógeno. En el área balear no están presentes ni el Paleoceno ni el Eoceno Inferior, a causa de la emersión de la zona ocupada en la actualidad por el golfo de Valencia y las islas Baleares. La actuación de procesos erosivos —durante el comienzo del Cenozoico— que afectaron a estas tierras emergidas podría ser responsable, por otra parte, de la escasa presencia en Mallorca de los depósitos pertenecientes al Cretácico Superior.

En las Serres de Llevant, los primeros materiales de edad paleógena que afloran son depósitos litorales del Eoceno Medio y Superior. Consisten en margas y calcarenitas ricas en nummulites, entre las que se intercalan conglomerados poligénicos procedentes de la erosión de rocas jurásicas y cretácicas; sus potencias a duras penas superan el orden decamétrico. El Oligoceno se encuentra mejor representado que el Eoceno, alcanzando una potencia que puede superar el centenar de metros en algunos puntos. Es ésta una unidad claramente detrítica de carácter continental, que se halla constituida por areniscas masivas con intercalaciones de limos y arcillas. En su conjunto, los depósitos del Paleógeno no son proclives a los fenómenos de karstificación, no conociéndose cavidades subterráneas en ellos.

El Neógeno. Para mayor claridad expositiva, puede ser dividido en dos unidades: un Neógeno pre- y sin-tectónico que abarca hasta el Mioceno Medio (Langhiense), y otro post-tectónico representado por los materiales del Mioceno Superior y Plioceno. El primero de ellos aflora en las Serres de Llevant, y el segundo ocupa la mayor parte de la zona central así como el sur

y sureste de Mallorca (ver Figura 11), estando recubierto de manera discontinua por depósitos cuaternarios.

La secuencia basal del Mioceno está integrada por calcarenitas y conglomerados, los cuales resultan de una sedimentación litoral que tiene lugar sobre un sustrato muy irregular. En el tránsito hacia el Mioceno Medio aparecen depósitos turbidíticos, relacionados con una profundización de las cuencas y sincrónicos con el emplazamiento de las principales láminas cabalgantes. El Mioceno Medio registra las últimas etapas de la estructuración alpina de Mallorca, con la deposición de secuencias regresivas de tipo lacustre y palustre que afloran de modo disperso en el Pla de la isla.

El Mioceno Superior postorogénico está formado por sedimentos carbonatados, cuyas potencias globales pueden superar los 300 metros, los cuales rellenan las zonas que rodean las áreas recién estructuradas. A causa de la elevada potencia de estos depósitos, junto con la extensión de sus afloramientos y las características litológicas de estas rocas calcáreas, se ha configurado en los materiales que nos ocupan ahora una de las más importantes zonas kársticas de Mallorca —el Migjorn—, destacable sobre todo en lo que respecta a la magnitud y peculiaridades de su modelado endokárstico. Para facilitar la descripción pertinente de esta compleja e interesante unidad, en la Figura 13a se muestra una columna sintética del Mioceno Medio y Superior y del Plioceno de Mallorca, tal como la interpretan POMAR *et al.* (1983b).

Tras los últimos depósitos neógenos sin-tectónicos —de edad Langhiense/Serravalliense— el Tortoniense se inicia con una alternancia de calcarenitas y calcisiltitas, sobre las que se dispone discordante un importante paquete de calizas arrecifales masivas. Esta *Unidad Arrecifal* (POMAR, 1991; POMAR *et al.*, 1983a, 1996) alcanza una potencia máxima de 180 metros, presentando asociaciones diversas de facies (de talud, de frente arrecifal, de lagoon) según su posición espacial dentro de este particular ambiente sedimentario. Abundan los edificios coralinos tanto en las facies

de frente como de lagoon, siendo en esta Unidad Arrecifal donde han tenido lugar los procesos iniciales de espeleogénesis, que han dado origen al importante endokarst del Migjorn; la disolución preferencial de las masas de corales es evidente en las paredes de muchas de las cavernas de la zona en estudio. En el plano hidrogeológico, las rocas carbonatadas que componen esta unidad (y por extensión el conjunto de materiales del Mioceno Superior) se caracterizan por tener una porosidad primaria y una permeabilidad muy altas, presentando un comportamiento cercano al de los acuíferos isotrópicos.

Sobre la Unidad Arrecifal —la cual exhibe evidencias claras de paleokarstificación, a las que se aludirá más adelante— se dispone disconforme el *Complejo Terminal*, o formación *Calizas de Santanyí*, de edad Messiniense (FORNÓS & POMAR, 1983, 1984). Éste consiste a grandes rasgos en una secuencia de fangos carbonatados muy bioturbados, alternando con capas de arcillas, los cuales van evolucionando hacia niveles con laminaciones criptalgales sobre los que descansan calcarenitas oolíticas y bioclásticas. En esta unidad del Mioceno terminal, se distinguen habitualmente tres subunidades deposicionales que de base a techo están constituidas por facies de manglares, facies estromatolíticas y, para terminar, los niveles oolíticos que dan nombre a la formación ("Pedra de Santanyí").

La evolución tridimensional de las cuevas inicialmente excavadas en la Unidad Arrecifal, puede alcanzar los niveles del Complejo Terminal —menos karstificables—, produciendo en ocasiones espectaculares hundimientos que permiten observar interesantes cortes naturales de la secuencia Messiniense; la Cova de sa Gleda (Manacor) sería un buen exponente de esta situación (FORNÓS *et al.*, 1989b). Por otra parte, los depósitos del Tortoniense-Messiniense forman los acantilados costeros de la zona meridional y oriental de Mallorca, observándose en dichos cantiles localidades que ilustran a la perfección la secuencia sedimentaria finimiocena en nuestra isla (Figura 13b).

El Plioceno puede alcanzar una potencia cercana a los 200 metros, aunque prácticamente no aflora siendo observable tan sólo en sondeos. Corresponde al relleno de las zonas más deprimidas al pie de las sierras, estando formado por calcisiltitas que van pasando hacia calcarenitas, interdigitándose con niveles de conglomerados.

El Cuaternario. Los materiales cuaternarios (BUTZER & CUERDA, 1962; CUERDA, 1975) se encuentran representados por depósitos litorales de playa, así como eolianitas relacionadas con los episodios glaciales pleistocénicos. También están presentes facies detríticas conglomeráticas de origen aluvial, procedentes del desmantelamiento de las sierras resultantes de la estructuración alpina.

2.2.2. Aspectos estructurales

Mallorca es el territorio emergido de mayor extensión superficial dentro del Promontorio Balear, el cual viene a ser de hecho la continuación hacia el nordeste de las Béticas externas o de las zonas más septentrionales de las internas (Figura 14a). Se trata de un relieve, orientado de SW a NE y submarino en su mayoría, que tiene una longitud de 440 km extendiéndose desde el Cap de la Nau (Alicante) hasta la isla de Menorca. El Promontorio Balear queda delimitado por grandes desniveles y acantilados sumergidos, que definen unos límites muy claros con respecto a los fondos submarinos inmediatos.

Los relieves de nuestra isla constituyen un sector del cinturón de accidentes estructurales producidos por la colisión continental entre las placas ibérica y africana, la cual fue debida a la rotación levógira de África y Arabia como respuesta a la apertura del Atlántico sur. Dicha colisión, que daría origen a las cadenas Béticas y las islas Baleares, comenzó en el Cretácico Superior (84 Ma, aproximadamente) prolongándose hasta el Mioceno Medio (15 Ma).

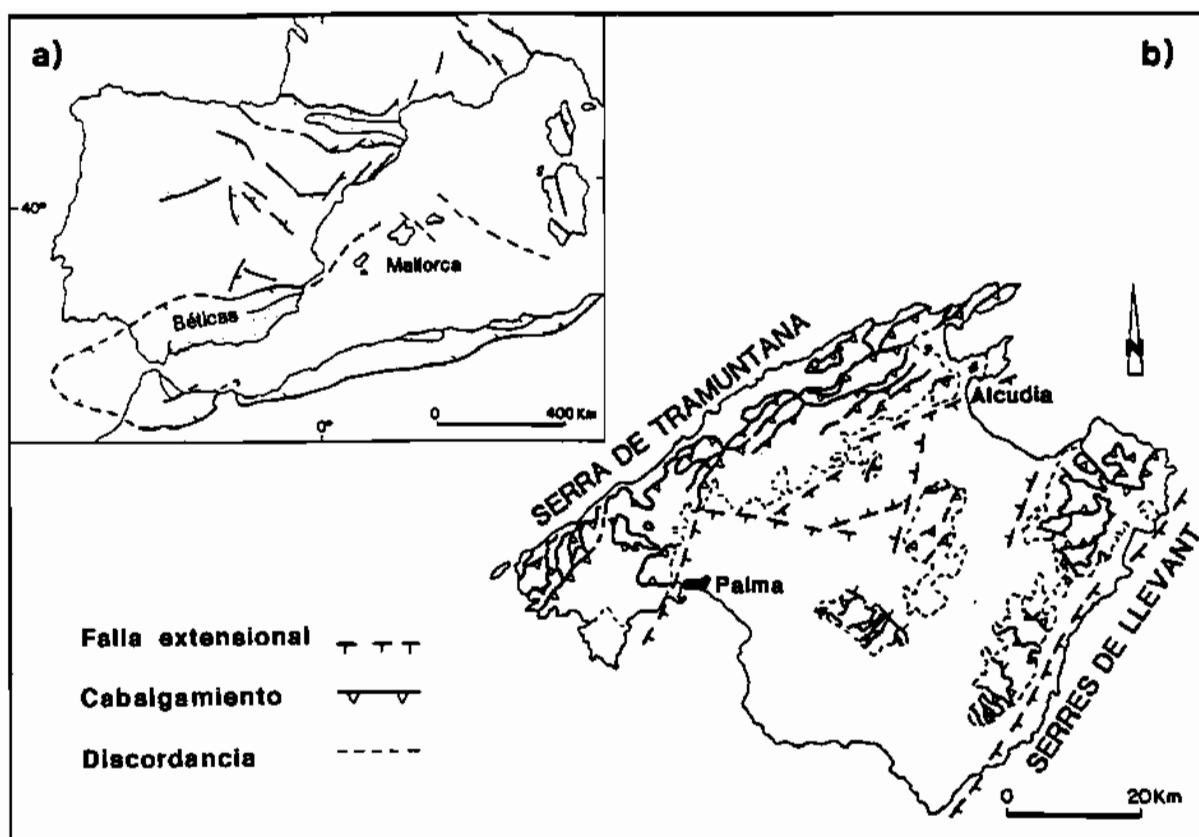


Figura 14: **A:** Localización de la isla de Mallorca en el Mediterráneo occidental, formando parte del Promontorio Balear que constituye de hecho una prolongación de las cadenas Béticas.
B: Principales características estructurales de Mallorca.
 Según GELABERT *et al.* (1992).

La arquitectura geológica de Mallorca —tal como se nos presenta ahora— es el resultado de una evolución compleja en la que, aparte de la estructuración producto de la colisión continental, se superponen procesos extensionales ocurridos durante el Neógeno y el Cuaternario (Figura 14b). Desde el punto de vista estructural se diferencian tres grandes unidades: las dos sierras principales (Serra de Tramuntana y Serres de Llevant) y la llanura central (el Pla) con su prolongación meridional representada por el Migjorn. La actual morfología de la isla responde a una compartimentación en *horsts* y *grabens*, correspondientes respectivamente a las sierras y a las zonas llanas; esta fragmentación se explica en base a la actuación de un conjunto de fallas de orientación principal NE-SW, que han sido activas desde el Mioceno Medio hasta el Cuaternario.

Centrándonos en las Serres de Llevant, destaca la presencia de cabalgamientos y pliegues que siguen dos direcciones ortogonales: NE-SW y NW-SE. Las relaciones geométricas y estratigráficas de estas estructuras, con respecto a los depósitos terciarios, sitúan cronológicamente su formación en un lapso de tiempo que se extiende desde el Oligoceno hasta el Mioceno Medio (SÀBAT, 1986). Este autor interpreta la estructura básica de estas montañas como un sistema de cabalgamientos, en el que distingue hasta siete unidades imbricadas (Figura 15); éstas se disponen de tal modo que las unidades superiores se localizan progresivamente hacia el sur de la alineación montañosa. El conjunto de cabalgamientos y estructuras asociadas pueden integrarse en un sistema único, cuya dirección de transporte se dirige hacia el NW. El acortamiento de las capas se ha estimado en 25 km a la altura de la población de Artà, habiendo sido evaluado en dirección paralela a la de transporte. Los relieves resultantes, convenientemente modelados por la erosión durante el Neógeno Superior y el Cuaternario, presentan sus mayores alturas constituidas por materiales calcáreo-dolomíticos del Lías, mientras que los valles explotan las arcillas del Keuper o los depósitos margocalcáreos jurásicos y cretácicos. Por otra parte conviene consignar que, por lo general, los sedimentos del Keuper se comportan como nivel de despegue dentro del sistema de cabalgamientos.

Los materiales del Mioceno Superior, dispuestos tabularmente, están integrados por sedimentos carbonatados de plataforma depositados con posterioridad a la estructuración alpina. Su límite actual tierra adentro se sitúa en los relieves de las Serres de Llevant —sobre los cuales se disponen de modo discordante— mientras que la morfología de la costa oriental responde a la actuación de fallas normales recientes.

El marco tectónico en el que se encuadra el área en estudio tiene su trascendencia en la organización de los distintos sistemas kársticos que albergan las litologías carbonatadas aflorantes. Así, las dolomías y calizas mesozoicas estructuradas durante la orogenia alpina contienen un mosaico de pequeñas subunidades hidrogeológicas, que han dado lugar a

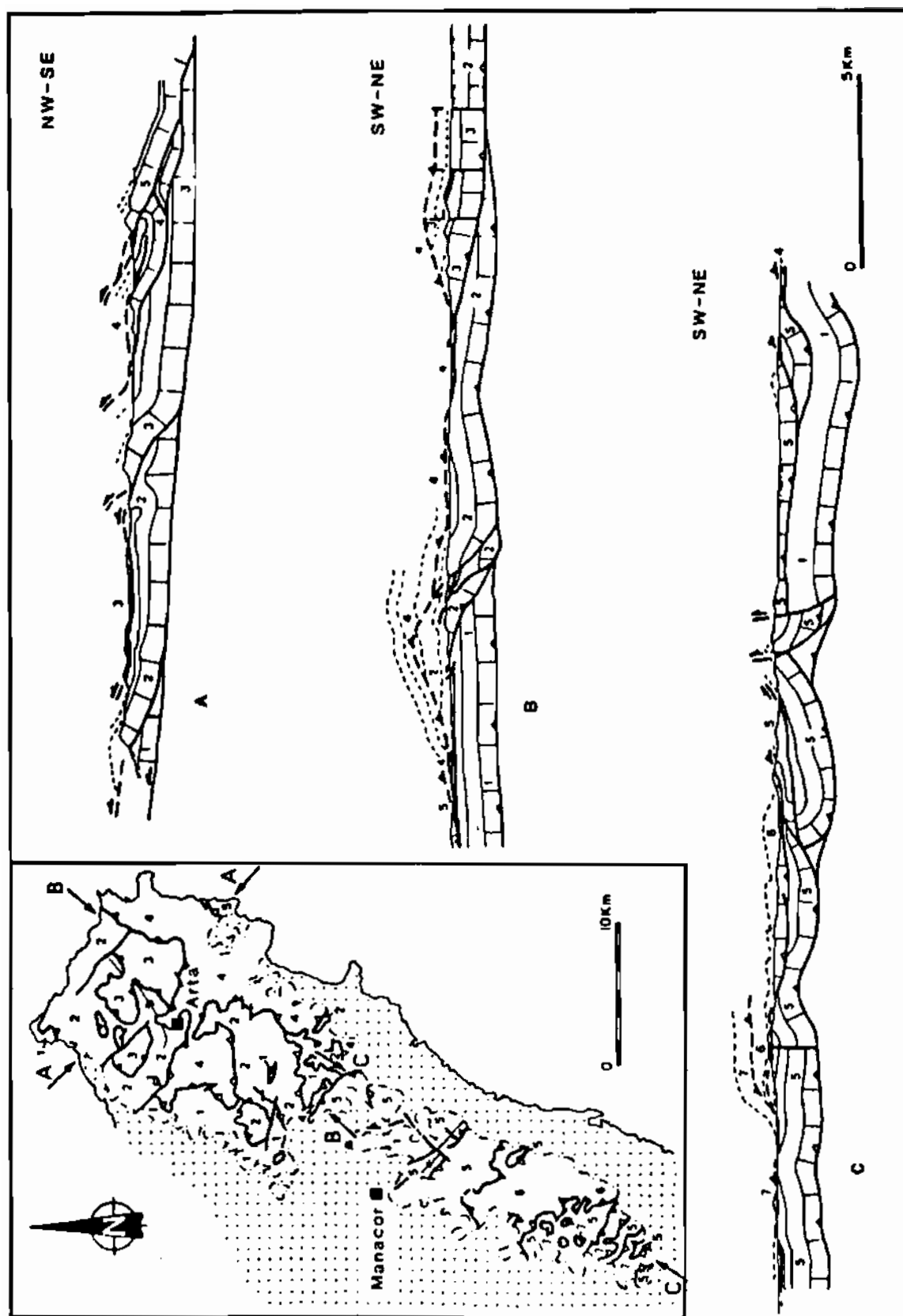


Figura 15: Esquema estructural y cortes geológicos de las Serres de Llevant (según SÀBAT, 1986).

Los números designan las láminas cabalgantes diferenciadas, desde la más inferior (1) a la superior (7). Con trama de puntos se recogen los materiales postorogénicos discordantes, que abarcan desde el Mioceno Medio hasta el Cuaternario.

manifestaciones endokársticas bastante modestas en cuanto a sus dimensiones. De manera contrapuesta, el Mioceno Superior postorogénico conforma una gran unidad relativamente continua a lo largo de la costa sudoriental de Mallorca, en la que se han podido originar sistemas espeleológicos cuyos desarrollos son incluso superiores a los cinco kilómetros de galerías y salas. Por otra parte ambos contextos tectono-sedimentarios han supuesto la existencia de muy numerosos afloramientos carbonatados dispuestos a todo lo largo de sus respectivas líneas de costa, los cuales posibilitan el estudio en profundidad de la variada casuística ligada a la karstificación litoral; la totalidad de la franja costera de la región natural del Migjorn está constituida, de hecho, por los materiales calcareníticos del Mioceno Superior, exhibiendo excelentes ejemplos de las interacciones posibles entre modelado kárstico y erosión litoral.

2.3. El marco bioclimático

Para terminar la exposición de los rasgos definitorios del medio físico, relativos a nuestra zona de trabajo, es necesario hacer referencia a los factores bioclimáticos, los cuales determinan en gran manera el paisaje natural de cualquier área geográfica. No debe olvidarse que el papel del clima es de suma importancia en cuanto actúa directamente como modulador de los procesos kársticos, habida cuenta del control que variables como la pluviosidad y la temperatura ejercen sobre los mecanismos de disolución de la roca calcárea. Además, la influencia indirecta de los factores climáticos no es nada desdeñable (JAKUCS, 1977) al permitir el desarrollo de comunidades vegetales determinadas, que participan intensamente en la karstificación a través de la actividad biológica que tiene lugar en el sustrato edáfico. De este modo la incidencia de unos condicionantes del todo ligados al clima (pluviometría, temperatura...), en conjunción con otros dependientes en mayor o menor medida de él —como son la cobertura vegetal y los procesos edafogenéticos— dibujan un contexto bioclimático que se describe ahora, cuyas repercusiones en el modelado kárstico de la zona investigada no serán objeto de atención en esta memoria.

El clima del Levante de Mallorca. El clima de la mayor de las islas Baleares es bien conocido gracias a la existencia de una extensa bibliografía sobre la materia. Aún así, la elaboración del presente resumen sucinto se ha basado fundamentalmente en diversas obras generales sobre el clima de Mallorca (GAYÀ, 1976, 1984; GRIMALT, 1992; GUIJARRO, 1986, 1995; JANSÀ, 1976), algunas de ellas de marcado enfoque bioclimático y/o geográfico.

La situación geográfica de nuestra isla —localizada a latitudes medias (39° N) dentro del Mediterráneo occidental— hace que

estacionalmente esté afectada por la incidencia alterna de las siguientes particularidades de la circulación general atmosférica. Durante el invierno Mallorca queda situada en la franja meridional del cinturón de vientos de poniente, recibiendo con frecuencia el ataque de los sistemas frontales a él asociados; por contra, en la estación estival el cinturón de vientos del oeste sube en latitud, acusándose la influencia de las altas presiones subtropicales, con el predominio consiguiente del tiempo seco y soleado.

Junto a estos condicionantes generales, debe ser tenido en consideración que las cadenas montañosas existentes alrededor de la cuenca mediterránea constituyen importantes barreras, las cuales alteran de forma notoria la circulación general del aire que llega a nuestro entorno geográfico. Los contrastes que se generan entre diferentes masas de aire, favorecidos por la capacidad acumuladora de energía calorífica del agua marina, hacen del Mediterráneo occidental una de las localizaciones con mayor actividad ciclogénica del planeta.

El resultado de todo lo expuesto es un clima bastante irregular —en el que se dan variaciones espectaculares del régimen de precipitaciones de unos años a otros— presidido, no obstante, por una muy acusada aridez estival, típica del clima mediterráneo. Las temperaturas en Mallorca son entre suaves y cálidas durante todo el año, con valores medios anuales de 16,6 °C; la cuantía de las precipitaciones medias anuales se sitúa en torno a los 600 mm para el conjunto de la isla.

Centrándonos ahora en el régimen de precipitaciones, éstas se concentran en el otoño e invierno, prolongándose algo mitigadas a lo largo de la estación primaveral. El mes más lluvioso en la mayor parte de las localidades es Octubre, cuando el calentamiento del mar ocurrido durante el verano contribuye a inestabilizar la atmósfera y se producen —con ocasión de invasiones de aire frío en las capas medias y altas de la troposfera— las tormentas más importantes de todo el año, las cuales ocasionan a menudo inundaciones por desbordamiento de los sistemas torrenciales. La distribución espacial de las precipitaciones presenta en Mallorca una clara

pauta decreciente de norte a sur, pero fuertemente influenciada por la orografía del terreno; de hecho el mapa de precipitaciones anuales medias, que muestra la Figura 16, proporciona una imagen bastante próxima a la del relieve en nuestro ámbito insular (ver mapa topográfico en la Figura 7), ya que las isoyetas grafiadas imitan a grandes rasgos la trayectoria general de las curvas de nivel. Los valores pluviométricos máximos se

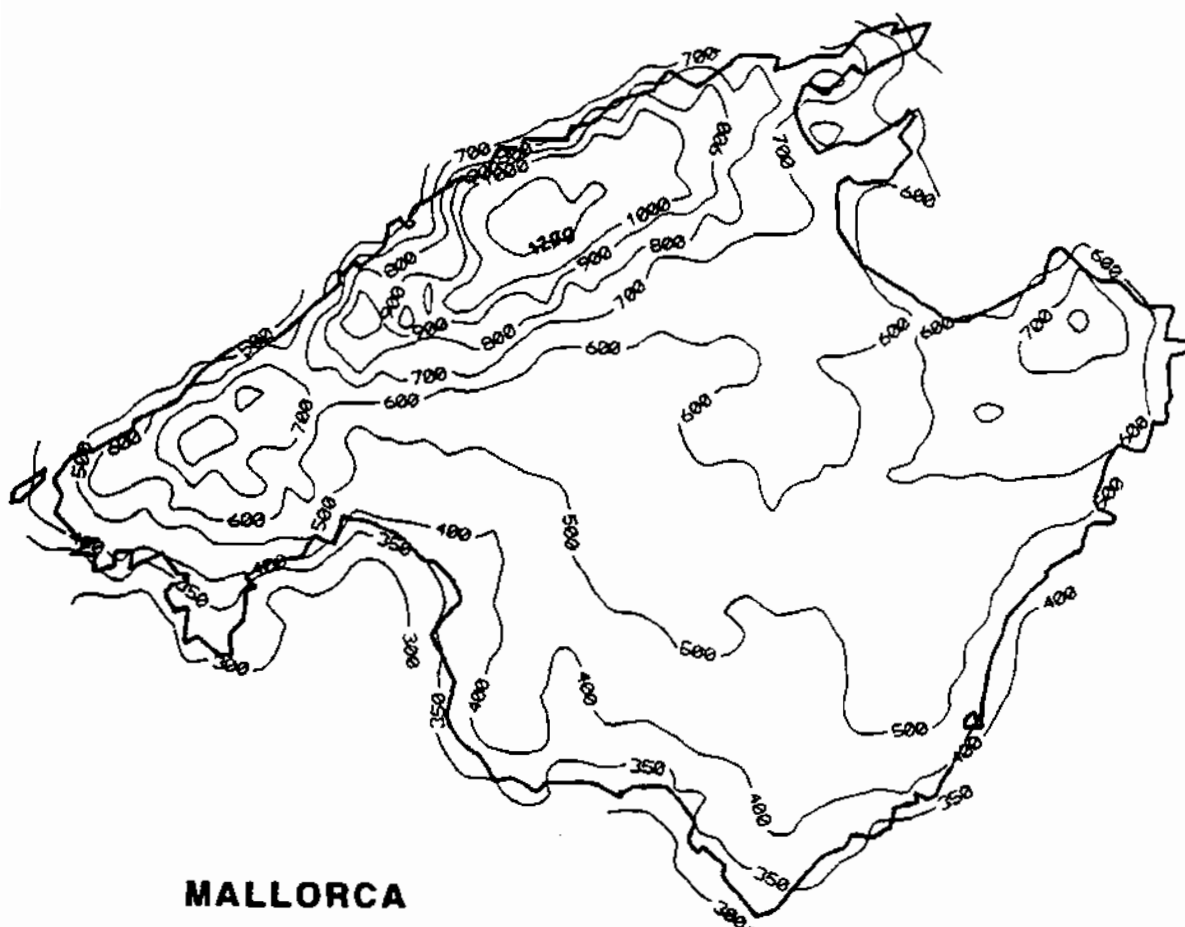


Figura 16: Precipitaciones anuales medias, expresadas en mm, correspondientes al período 1961-1980 (según GUIJARRO,1995).

A destacar los valores mínimos de precipitación (321 mm anuales) medidos en el Cap de ses Salines, situado en el extremo meridional de Mallorca.

dan en la Serra de Tramuntana, con precipitaciones de hasta 1.400 mm anuales, en tanto que las magnitudes menores corresponden a los extremos meridionales de la isla donde se miden tan sólo cifras algo superiores a los 300 mm. En el territorio de la zona en estudio, las elevaciones de las montañas de Artà reciben alrededor de unos 700 mm de precipitaciones

anuales, cifra que hacia el sur desciende por debajo de 500 mm en la mayoría del litoral oriental de Mallorca, alcanzando un mínimo de 321 mm correspondiente al Cap de ses Salines.

En cuanto a las temperaturas, se registran valores superiores a los 30 °C en lo que respecta a la media de las máximas del mes más cálido (Agosto), mientras que la media de las mínimas del mes más frío (Enero) es próxima a los 5 °C. Los relativamente bajos valores térmicos invernales pueden producir heladas ocasionales de Diciembre a Marzo, siendo por otra parte la caída de precipitaciones nivales un hecho anecdótico fuera del marco de la Serra de Tramuntana. La temperatura media anual está situada entre los 16 y los 17 °C en toda la mitad oriental de la isla, cifra que desciende hasta los 10 °C solamente en las altas cumbres de la Mallorca septentrional.

Para documentar de manera más precisa las características del clima en el ámbito territorial que nos atañe, se relacionan en la Tabla 3 las magnitudes de algunas variables climáticas (precipitación, temperatura, evaporación, balance hídrico), calculadas en forma de valores medios mensuales por GUIJARRO (1986) para dos localidades representativas: Sant Joan y el Cap de ses Salines. La primera de ellas —Sant Joan— es considerada ilustrativa del clima general de Mallorca, hallándose alejada de los extremos climáticos de las áreas montañosas o de las zonas semiáridas meridionales; la segunda —el Cap de ses Salines— viene a aportar datos precisamente sobre la situación de máxima aridez observable en la isla, la cual se da en las latitudes más bajas del área investigada.

Los valores de la Tabla 3 han servido para la elaboración de los diagramas pluviotérmicos de ambas localidades (GUIJARRO, 1995), que aparecen incluidos en la Figura 17. Por un lado, el diagrama correspondiente a Sant Joan refleja un máximo mensual de precipitación en Octubre (93,8 mm) y un mínimo en Julio (8,7 mm). El máximo termométrico tiene lugar en Agosto, con una temperatura media mensual de 25,4 °C. Entre los meses de Junio y Septiembre se constata déficit de agua en el suelo,

Valors mensuals de precipitació (mm), temperatures (°C) i evaporació (mm):

	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	49.7	43.7	49.3	52.9	40.3	23.5	8.7	34.9	55.7	93.8	61.5	69.9	583.9
T	10.0	10.3	11.2	13.4	17.4	21.5	24.9	25.4	22.6	18.3	13.7	10.8	16.6
TM	14.3	14.7	16.0	18.4	22.8	27.3	30.9	31.1	27.8	22.9	18.3	14.9	31.1
Tm	5.6	5.8	6.5	8.5	11.9	15.7	18.9	19.7	17.4	13.7	9.1	6.7	5.6
Tma	0.8	0.8	1.3	3.4	7.2	11.3	15.0	15.8	12.7	8.2	3.3	1.4	0.8
E(L.)	76.8	70.8	84.5	100.5	146.8	196.6	260.1	260.0	202.8	151.1	103.1	84.2	1737.3
ETP(L.)	60.8	55.9	66.4	79.1	116.8	158.6	212.1	210.7	162.1	119.2	81.3	66.9	1389.9

Balanç hídric (mm, pel mètode de Thornthwaite)

	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	49.7	43.7	49.3	52.9	40.3	23.5	8.7	34.9	55.7	93.8	61.5	69.9	583.9
ETP	20.8	22.6	31.3	45.9	80.8	117.3	153.4	148.1	106.3	68.1	35.7	23.0	853.3
R	100.0	100.0	100.0	100.0	59.5	0.0	0.0	0.0	0.0	25.7	51.4	98.3	52.9
ETR	20.8	22.6	31.3	45.9	80.8	83.0	8.7	34.9	55.7	68.1	35.7	23.0	510.5
DA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	34.4	144.7	113.2	50.6	0.0	0.0	0.0	342.9
EA	27.2	21.1	18.0	7.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	73.3

SANT JOAN (X = 503 km; Y = 4383 km; Z = 153 m)

Valors mensuals de precipitació (mm), temperatures (°C) i evaporació (mm):

	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	30.4	18.5	20.9	21.1	15.4	9.7	2.1	10.7	39.7	63.5	43.0	46.3	321.3
T	11.6	12.0	12.9	14.8	18.3	21.7	24.9	25.4	23.2	19.4	15.2	12.4	17.6
TM	14.6	15.1	16.4	18.6	22.2	25.8	29.0	29.3	26.9	22.7	18.4	15.4	29.3
Tm	8.6	8.8	9.4	11.1	14.3	17.7	20.8	21.5	19.5	16.0	12.0	9.5	8.6
Tma	3.8	3.6	4.0	6.2	9.8	13.4	17.0	17.5	15.2	10.6	6.5	4.4	3.6
E(L.)	81.5	77.6	96.7	107.2	140.1	168.5	209.4	210.9	176.8	143.7	104.9	86.9	1604.2
ETP(L.)	64.0	61.2	76.9	84.6	109.8	131.4	163.1	163.2	136.2	110.9	81.6	68.0	1250.9

Balanç hídric (mm, pel mètode de Thornthwaite)

	Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
P	30.4	18.5	20.9	21.1	15.4	9.7	2.1	10.7	39.7	63.5	43.0	46.3	321.3
ETP	24.4	26.9	36.7	50.9	84.4	116.5	152.3	147.4	109.5	72.7	40.1	26.7	888.5
R	28.5	24.0	16.3	4.3	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.9	22.5	8.2
ETR	24.4	23.0	28.6	33.1	19.7	9.7	2.1	10.7	39.7	63.5	40.1	26.7	321.3
DA	0.0	3.9	8.1	17.8	64.8	106.8	150.2	136.7	69.8	9.2	0.0	0.0	567.3
EA	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

CAP DE SES SALINES (X = 504 km; Y = 4346 km; Z = 8 m)

Tabla 3: Valores mensuales medios de diversos parámetros climáticos, calculados por GUIJARRO (1986) para el período 1961-1980. Se aportan datos correspondientes a dos localidades consideradas bastante representativas del clima en la mitad oriental de Mallorca.

P: precipitación; T: temperatura; TM: temperatura máxima diaria; Tm: temperatura mínima diaria; Tma: temperatura mínima mensual; E(L.) y ETP(L.): evaporación y evapotranspiración potencial (método de Linacre); ETP: evapotranspiración potencial (método de Thornthwaite); R: reserva de humedad en el suelo; ETR: evapotranspiración real; DA: déficit de agua; EA: exceso de agua (escorrentía + infiltración).

existiendo exceso de agua únicamente en la estación invernal (de Enero a Abril). Por otra parte, el diagrama del Cap de ses Salines resulta muy

adecuado para dar cuenta del carácter semiárido del litoral del Migjorn mallorquín. Con unas precipitaciones de sólo 321 mm anuales, el período seco abarca cerca de ocho meses (de Febrero a Septiembre), con el consiguiente déficit de agua en el suelo durante dicho lapso de tiempo. El máximo mensual de precipitación en esta localidad corresponde también a Octubre (63,5 mm) y el mínimo asimismo a Julio (2,1 mm); no existe exceso de agua, disponible para la escorrentía o la infiltración profunda, a lo largo de todo el ciclo anual.

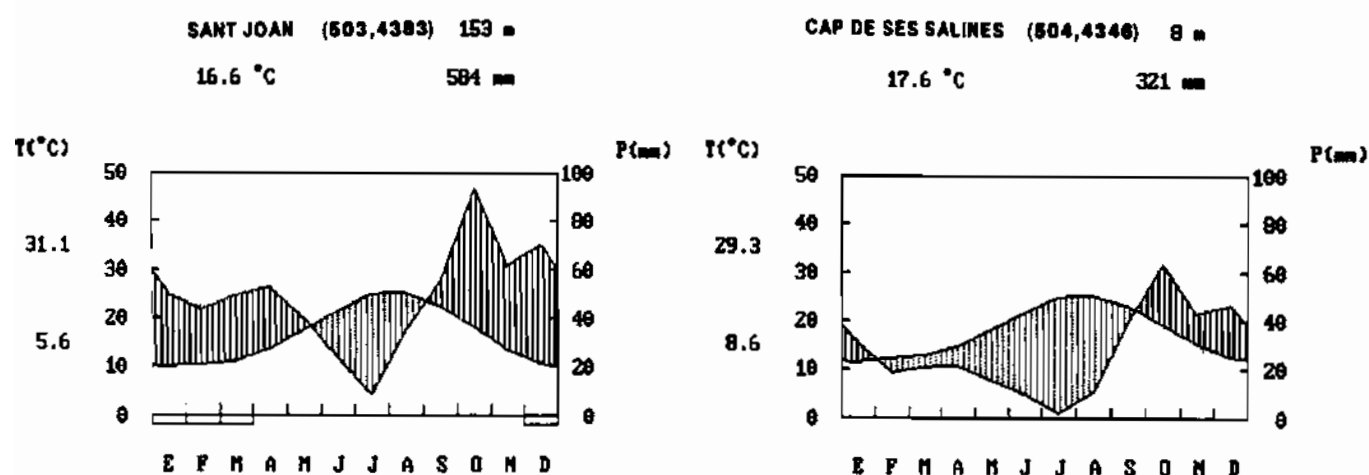


Figura 17: Diagramas pluviotérmicos de dos localidades de Mallorca, según GUIJARRO (1995). La población de Sant Joan sería representativa de los rasgos climáticos generales de la isla, mientras que el Cap de ses Salines ilustraría la situación de notable aridez que se da en el extremo sur de su costa oriental.

Los valores mensuales de algunos parámetros climáticos, correspondientes a estas mismas localidades, pueden consultarse en la Tabla 3.

Los rasgos climáticos actuales expuestos más arriba —ya de por sí muy variables en el tiempo dentro del área mediterránea— se han visto afectados por las variaciones cíclicas termométricas propias del Cuaternario, con su complicada alternancia de episodios glaciales y momentos de relativa bonanza térmica. En Mallorca, ROSE *et al.* (1999) evalúan en 4,9 °C la temperatura media anual durante la última glaciación, frente a los 17 °C de la actualidad; por otra parte, sugieren una temperatura media anual de 19,2 °C para el óptimo climático del último interglacial (subestadio isotópico 5e), la cual es algo más elevada que los valores actuales.

En cuanto al régimen de precipitaciones en el Pleistoceno Superior y Holoceno, no se dispone por el momento de datos concluyentes al respecto. Los autores citados (ROSE *et al.*, 1999) relacionan los picos interglaciales con unas condiciones climáticas húmedas, que permitirían el establecimiento de una cobertura vegetal bien desarrollada y la presencia de edafogénesis; contrariamente, atribuyen a los episodios de signo frío un carácter árido, aunque reconocen la existencia de actividad fluviotorrencial efectiva. Las investigaciones isotópicas que hemos llevado a cabo sobre los espeleotemas freáticos de cavidades mallorquinas —las cuales serán expuestas más adelante, en el capítulo pertinente— no apoyan de momento esta interpretación. En este sentido el análisis de los isótopos estables del carbono y del oxígeno, en las muestras estudiadas de espeleotemas freáticos, parece evidenciar condiciones de notable aridez asociadas a los máximos térmicos de los episodios interglaciales. Quedan abiertas estas cuestiones a investigaciones futuras, que puedan arrojar más luz sobre el paleoclima cuaternario de Mallorca.

Las comunidades vegetales. Esta breve aproximación a las comunidades vegetales de la zona en estudio se efectúa desde una perspectiva fitosociológica, en la cual debe resaltarse la notable influencia que la escuela catalana de esta disciplina (BOLÒS & MOLINIER, 1958; BOLÒS, 1996; FOLCH, 1986) ha supuesto en el conocimiento de la botánica de las Baleares; por estos motivos, la terminología fitosociológica empleada será la que nos resulta más usual, o sea la utilizada por los autores antes mencionados. Abundando sobre estas cuestiones, hay que tener presente también la no existencia de grandes controversias en cuanto a las comunidades y pisos de vegetación principales reconocidos en la isla ya desde el siglo pasado, con lo cual la visión aportada ahora puede considerarse de vigencia y validez contrastadas, aún a pesar de su dependencia de una escuela fitosociológica muy concreta.

La vegetación de Mallorca es la correspondiente a la región biogeográfica mediterránea, en concreto a la subregión *termomediterránea*

o *austromediterránea* caracterizada por la presencia de bosques perennes y maquias esclerófilas (FOLCH, 1986), bien adaptados a los bajos valores de precipitaciones que se registran y a una sequía estival intensa. Dentro de este marco general, los estudios geobotánicos emprendidos en la isla por KNOCHE (1921-23) distinguen tres grandes pisos de vegetación que, enumerados en orden de altitud decreciente, son: un piso culminal baleárico circunscrito a la Serra de Tramuntana, una zona ocupada por bosques de encinas, y una zona basal de garriga en la que se incluiría todo el litoral oriental de Mallorca. Las importantes investigaciones llevadas a cabo con posterioridad por BOLÒS & MOLINIER (1958) relacionan estos tres pisos, respectivamente, con los siguientes grandes conjuntos fitosociológicos: *Hypericion balearici*, *Quercion ilicis* y *Oleo-Ceratonion*.

Esta última alianza (*Oleo-Ceratonion*) ocupa las áreas que resultan demasiado secas para el desarrollo de los encinares, cuyas precipitaciones suelen ser inferiores a los 600 mm anuales. Las asociaciones vegetales del *Oleo-Ceratonion* forman extensas garrigas en las zonas semiáridas del sur y levante de Mallorca, aunque se encuentran bastante degradadas por la acción antrópica siendo difícil de imaginar su apariencia primigenia. Las especies originalmente más abundantes en estas formaciones vegetales son el acebuche (*Olea europaea* var. *sylvestris*), el algarrobo (*Ceratonia siliqua*),

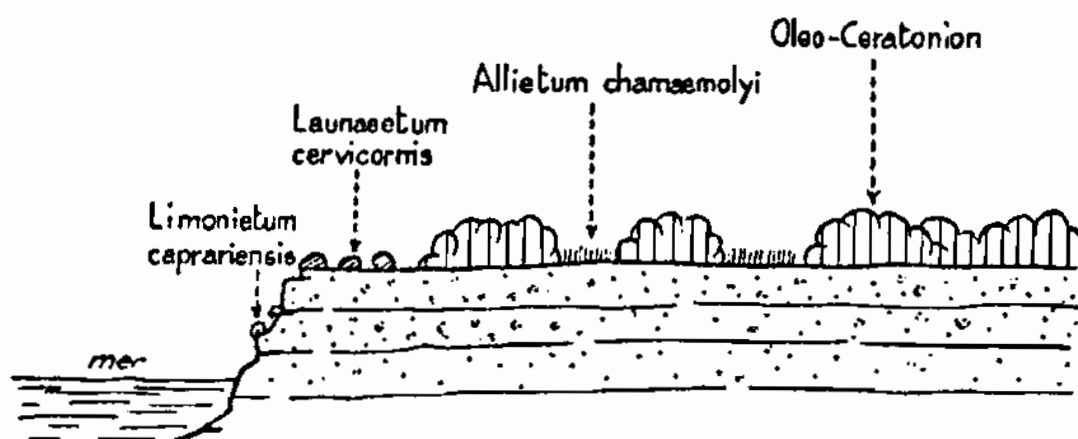


Figura 18: Las comunidades vegetales en el litoral oriental de Mallorca, ilustradas por un transecto correspondiente a la plataforma tabular del Mioceno Superior en los alrededores de Portocolom (Felanitx). Según BOLÒS & MOLINIER (1958).

la olivilla u "olivella" (*Cneorum tricocon*), el lentisco o "mata" (*Pistacia lentiscus*), numerosas lianas (*Clematis cirrhosa* var. *balearica*, *Lonicera implexa*...), a más de otras especies como *Euphorbia dendroides*, *Asparagus albus*, *Asparagus stipularis*, etc. Estas garrigas esclerófilas costeras resultan invadidas con facilidad por el pino blanco (*Pinus halepensis*), que puede asociarse como especie oportunista a muy diversas comunidades florísticas.

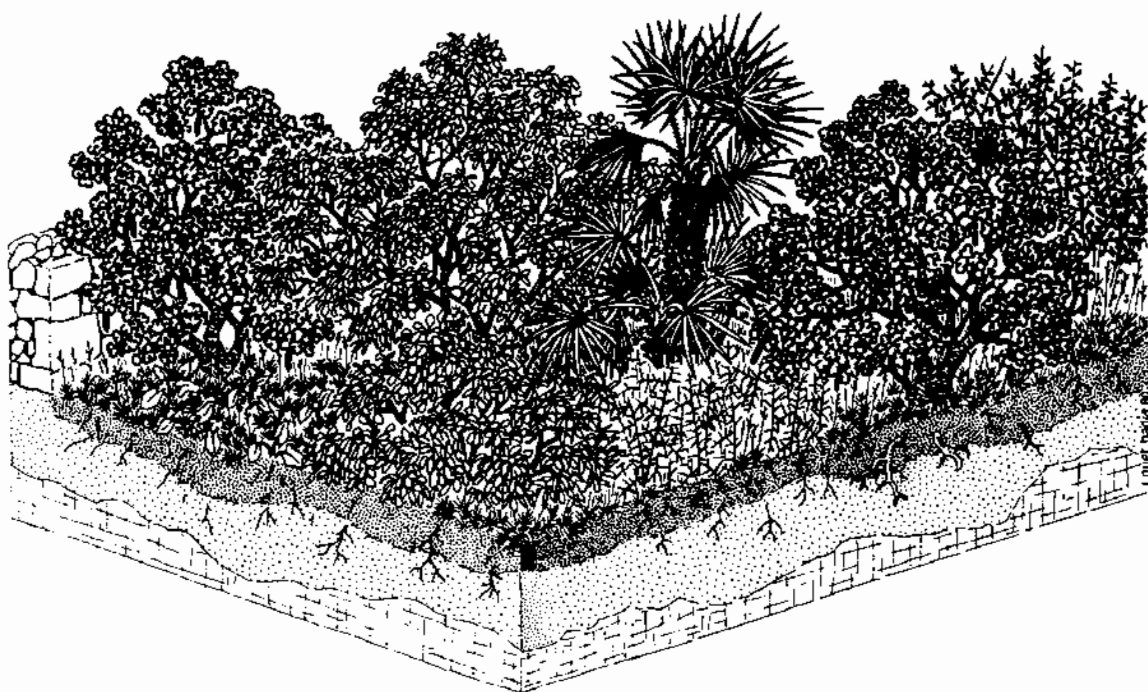


Figura 19: Bloque esquemático de la garriga balear de acebuche, algarrobo, lentisco y olivilla (*Oleo-Ceratonion*). Según FOLCH (1986).

En el área objeto de nuestra atención, la presencia de palmito (*Chamaerops humilis*) queda restringida a su extremo nordoriental, concretamente a las montañas de Artà.

Focalizando nuestra atención en el litoral oriental de Mallorca, la Figura 18 nos enseña las asociaciones vegetales características de la franja costera que limita la plataforma tabular del Mioceno Superior, donde concurren diversos factores naturales que limitan el asentamiento de auténticos sistemas forestales; entre esos factores se cuenta el implacable efecto del viento salino, así como la pobreza de las formaciones edáficas. En los acantilados que configuran la línea de costa se instaura la asociación del

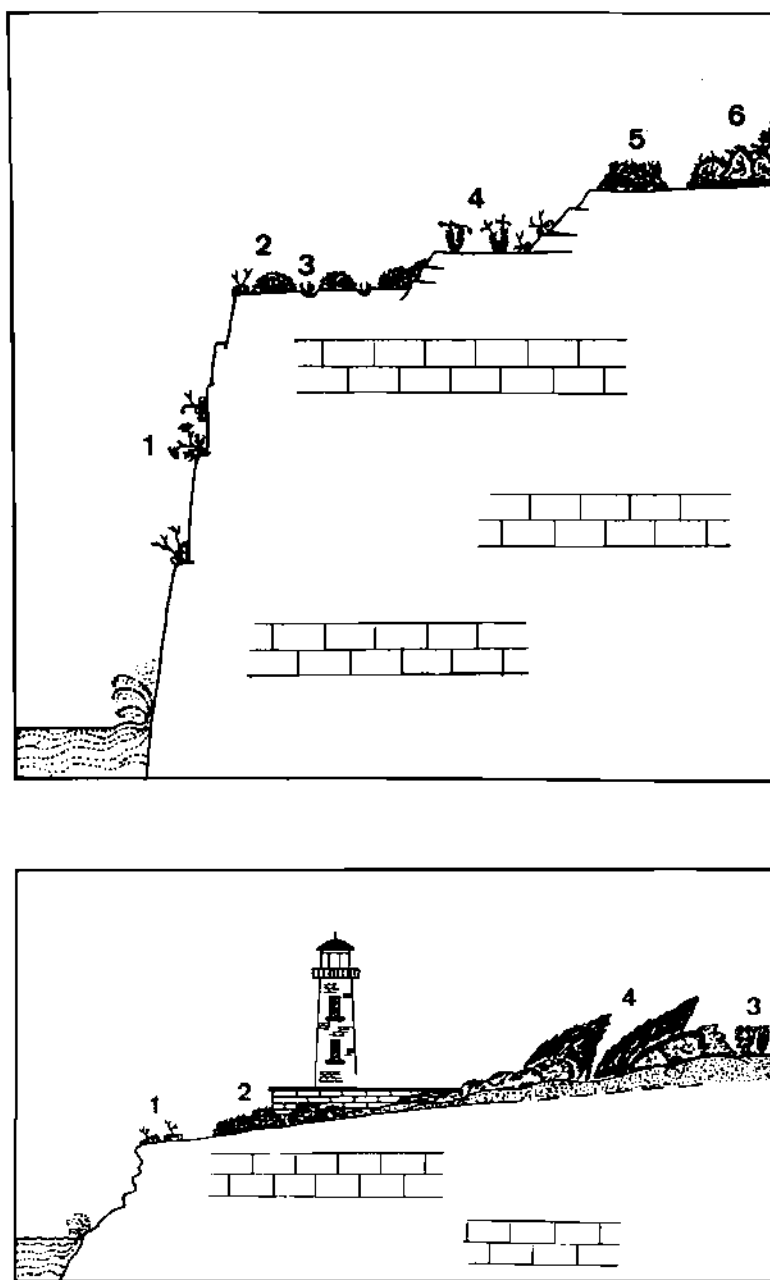
Limonietum caprariensis, en la que dominan las especies del género *Limonium* junto a *Crithmum maritimum* ("fonoll marí") y otras especies halófilas como *Senecio rodriguezii*. Todavía afectada por el viento salobre —pero fuera del alcance directo de las salpicaduras de agua marina— aparece la asociación del *Launaeetum cervicornis*, dominada por almohadillas espinosas (*Launaea cervicornis*, *Teucrium* sp., *Dorycnium* sp.) junto a especies de halofilia decreciente. Más hacia el interior nos encontramos ya con la garriga balear de acebuche y olivilla (*Oleo-Ceratonion*), entre la que se distribuyen de manera discontinua sectores de vegetación clareada en las que se da la asociación terófitica *Allietum chamaemolyi*.

El dominio total de la alianza del *Oleo-Ceratonion* se constata a cierta distancia de la línea de costa, allí donde los niveles de salinidad del aire alcanzan valores mínimos. Como ya ha sido adelantado antes, en la actualidad estas garrigas litorales están en extremo alteradas por la intervención humana, aunque la Figura 19 pretende ofrecer una visión idealizada de su aspecto original. La presencia de palmito o "garballó" (*Chamaerops humilis*) —que destaca en el centro del bloque-diagrama— no es extensiva a toda la costa oriental de Mallorca, sino que se limita a la zona montañosa del macizo de Artà.

La Figura 20 incluye dos transectos representativos del paisaje tabular de la región natural del Migjorn (RIVAS-MARTÍNEZ *et al.*, 1992). La parte superior del gráfico recoge las comunidades vegetales de los acantilados costeros de Cala Pi - Vallgornera, en el término municipal de Llucmajor. Se puede observar la asociación del *Limonietum caprariensis* en las zonas subverticales inmediatas al litoral (1 y 2), así como la del *Launaeetum cervicornis* (5) en una posición algo alejada con respecto al borde del cantil; entre ambas asociaciones se sitúan dos interesantes comunidades (3 y 4) de *Parapholis incurva* y *Euphorbia pithyusa*, las cuales soportan condiciones de salinidad elevada. La garriga que se establece hacia el interior (6), es atribuida —dentro de la alianza *Oleo-Ceratonion*— a la asociación *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*, que es considerada

como la comunidad climática de los lugares rocosos, secos y sometidos a la influencia de la proximidad del mar.

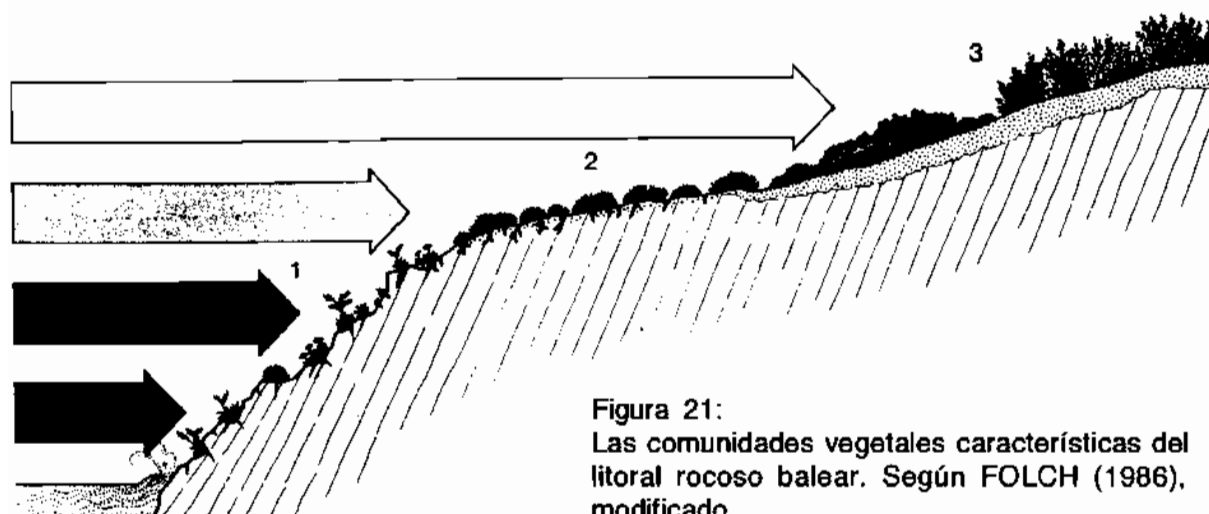
Figura 20:
Transectos representativos de las comunidades vegetales en el litoral de la región natural del Migjorn mallorquín (según RIVAS-MARTÍNEZ *et al.*, 1992).
Arriba: la costa de Cala Pi - Vallgornera (Llucmajor).
1 y 2: *Limnietum caprariensis*;
3: comunidad de *Parapholis incurva*; 4: comunidad de *Euphorbia pithyusa*;
5: *Launaeetum cervicornis*;
6: *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*.
Abajo: El Cap de ses Salines (ses Salines). 1: *Limnietum caprariensis*; 2: *Launaeetum cervicornis*; 3: *Anthyllido cytisoidis-Teucrietum majorici*;
4: *Clematido balearicae-Juniperetum turbinatae*.
Más hacia el interior hay que reseñar de nuevo la dominancia de la garriga de algarrobo y olivilla (*Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*).



La parte inferior de la Figura 20 muestra las asociaciones observables en el Cap de ses Salines, en el extremo meridional de Mallorca. Tras *Limnietum caprariensis* (1) y *Launaeetum cervicornis* (2), que aparecen muy próximas a la ribera marina, se dispone más hacia el interior (4) una franja discontinua de sabinar (*Clematido balearicae-Juniperetum turbinatae*), así como otra comunidad que incluye vegetación de porte

redondeado de los géneros *Teucrium* y *Anthyllis* (3). Aunque no están representados en el gráfico, tierra adentro los acebuchales del *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae* vuelven a ser la asociación vegetal característica.

El papel decisivo de la influencia marina en las comunidades vegetales de la costa rocosa mallorquina, queda plasmado en la Figura 21. En ella es posible comprobar cómo las diferentes asociaciones representadas corresponden a niveles de halofilia decrecientes, hasta llegar a alcanzar unos valores mínimos que permiten la aparición de las garrigas pertenecientes a la asociación *Cneoro-Ceratonietum*, propias de parajes



La disposición relativa de las comunidades halófilas (1 y 2) y de las garrigas costeras (3) es función de los altos niveles de salinidad del viento (flechas oscuras), los cuales decrecen paulatinamente en relación inversa a la distancia con respecto a la línea de costa (flechas cada vez más claras).

1: *Limonietum caprariensis*; 2: *Launaeetum cervicornis*; 3: *Cneoro tricocci-Ceratonietum siliquae*.

rocosos y secos. La inmediatez en relación al borde del mar —con el factor limitante que ello supone de cara al establecimiento de sistemas forestales— y la presencia de acantilados costeros no favorecen el desarrollo de suelo en la más o menos estrecha franja supralitoral, determinando además las características de las distintas comunidades vegetales existentes. Por otra parte las garrigas interiores se asientan sobre un sustrato de suelos calcáreos poco potentes, participando en su poco activa dinámica

edafogenética. Todas estas circunstancias perfilan, junto con el carácter semiárido del clima en la zona estudiada, un contexto bioclimático que sin duda tiene su repercusión en la morfogénesis asociada a la karstificación litoral. Aunque la incidencia de los condicionantes bioclimáticos en el área de trabajo elegida está todavía por dilucidar —y no es objeto de estas investigaciones—, parece razonable pensar que por ejemplo la endo-karstificación del levante de Mallorca viene controlada por variables sólo indirectamente afectadas por las características de la cubierta vegetal. Éste sería el caso de los condicionantes ligados en su totalidad al clima (cuantía y régimen de las precipitaciones...) o de la actuación de los procesos de mezcla de aguas subterráneas dulces y marinas, en los cuales la modulación bioclimática puede ser baja en comparación con el comportamiento debido a controles estrictamente geoquímicos.

2.4. La dinámica marina

Para terminar el esbozo de las generalidades relativas al área en estudio es oportuno referirse, aunque sólo sea muy brevemente, a la dinámica marina. Al abordar esta cuestión ha de ser tenida en cuenta, en términos generales, la participación de fuerzas pertenecientes a dos grandes categorías: unas fuerzas primarias que promueven el movimiento, y otras secundarias (por ejemplo, la de Coriolis) que aparecen como consecuencia de dicho movimiento. De las primeras son responsables diferentes causas —muchas de ellas exógenas en relación a la masa de aguas oceánicas—, entre las que cabe destacar el viento afectando a la superficie marina. Las mareas, aunque se perciben como cambios en la altura del mar, pertenecerían también a la primera categoría de fuerzas, ya que de hecho provocan gradientes de presión horizontales que se traducen a su vez en la movilización de masas de aguas.

Como consecuencia de lo expuesto, la circulación marina es el resultado, en cualquier lugar y momento, de la interacción entre esas causas primarias del movimiento —viento, diferencias de densidad de las aguas, gradientes de presión atmosférica, fenómenos de atracción gravitatoria...— las cuales pueden ser modificadas, total o parcialmente, por las fuerzas secundarias (fuerza de Coriolis, y fricción dentro del fluido). En la cuenca Mediterránea, sus limitadas dimensiones y la poca regularidad de la influencia atmosférica hacen que los regímenes de la circulación marina superficial no tengan pautas estacionales muy rígidas, estando controlados sobre todo por las condiciones locales de temperatura, presión atmosférica, salinidad y vientos dominantes en cada momento.

Se tratará ahora sólo de los movimientos ondulatorios de las aguas oceánicas (olas y mareas), claramente diferenciados de los movimientos de masas (corrientes) debidos a mecanismos diversos; las corrientes marinas

no serán objeto de atención, en razón de la limitada trascendencia morfogenética que poseen. Para nuestros fines, se ha considerado de escaso interés abordar estos temas desde la perspectiva de los fenómenos físicos y sus causas, pretendiendo tan sólo aportar datos descriptivos sobre estos fenómenos, los cuales puedan ser de utilidad para evaluar sus repercusiones geográficas y geomorfológicas.

Las olas son movimientos ondulatorios de la superficie marina, cuyo período suele estar comprendido entre 1 y 30 segundos en el caso del oleaje producido por el viento. Para la descripción de esta vertiente de la dinámica marina, en el área estudiada, se ha tenido acceso a abundantes datos sobre esta cuestión procedentes del *Departamento de Clima Marítimo*, del organismo *Puertos del Estado*. Aparte de estas interesantes y recientes informaciones, algunos trabajos dispersos (BUTZER, 1962; ROSSELLÓ-

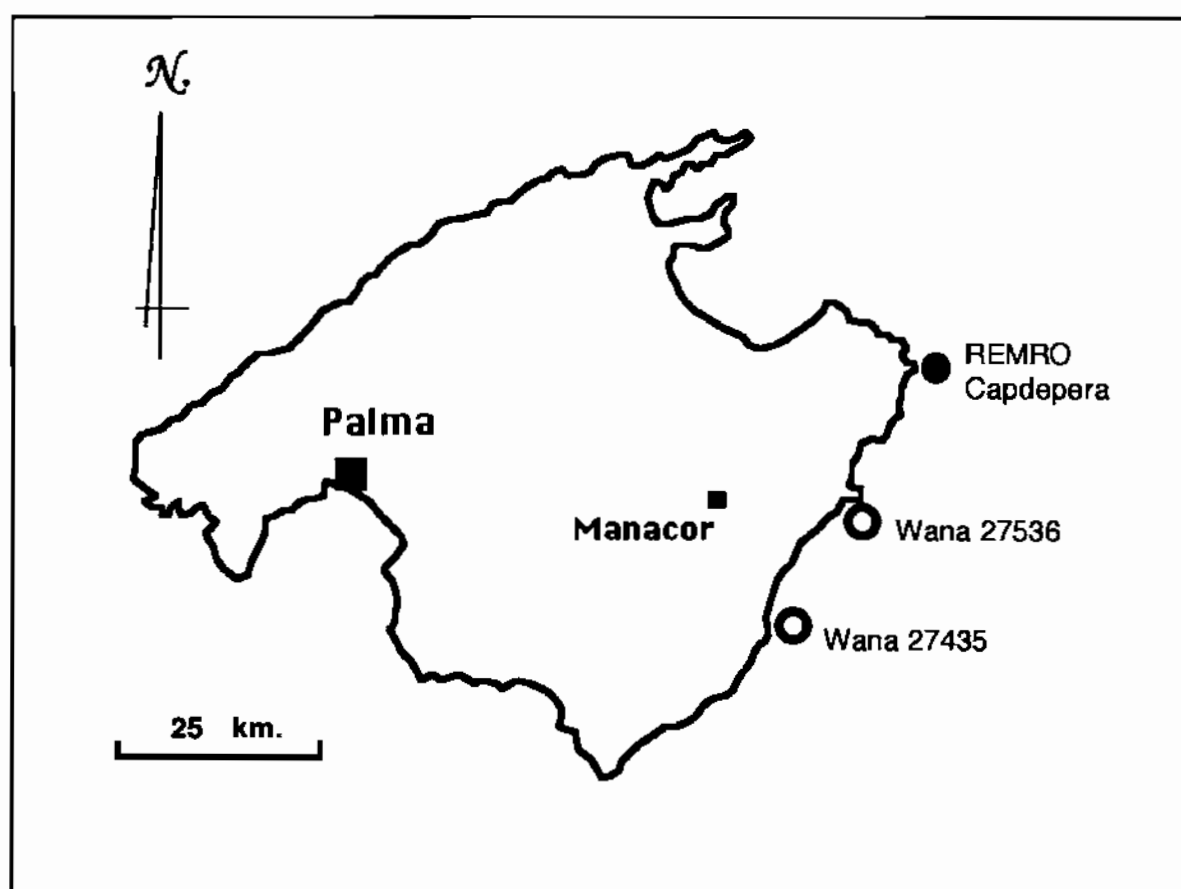


Figura 22: Localidades para las cuales se aportan los diferentes parámetros de oleaje recogidos en la Tabla 4.
Fuente: *Puertos del Estado*.

<i>localidad</i>	<i>altura significativa [Hs] (metros)</i>	<i>altura máxima (metros)</i>	<i>altura más frecuente (metros)</i>	<i>período medio (segundos)</i>	<i>direcciones más frecuentes de propagación del oleaje</i>
REMRO Capdepera	0,90	9,00	0,5 - 1	6	—
Wana 27536	0,62	3,72	0 - 0,5	3	30 ° (NE) 210 ° (SW)
Wana 27435	0,64	3,91	0 - 0,5	4,5	30 ° (NE) 220 ° (SW)

Tabla 4: Datos sobre el oleaje en la costa oriental de Mallorca (período 1997-1999). La situación de las localidades aparece en la Figura 22.

Fuente: *Puertos del Estado*.

VERGER, 1971) aportan también algunas referencias puntuales sobre estos temas en nuestro ámbito geográfico; en una primera aproximación estas publicaciones apuntan, para la costa mallorquina, alturas máximas de las olas en torno a los 8 metros, con longitudes de onda que no sobrepasarían por lo general los 50 metros.

En la Tabla 4 están reunidos los datos sobre oleaje referidos a diversos puntos del litoral oriental de la isla, correspondientes al período 1997-1999. Estas informaciones se refieren a 3 localidades (Figura 22), de las cuales la más septentrional consiste en una boya escalar REMRO (*Red de Medida y Registro del Oleaje*), de registro horario, situada a 48 metros de profundidad en las proximidades de la Punta des Faralló, en el municipio de Capdepera. En el resto de los casos se trata de parámetros de oleaje, calculados mediante un modelo de predicción de generación espectral (modelo *Wana*), correspondientes en concreto a la Punta de n'Amer (en el municipio de Sant Llorenç des Cardassar) y a Cala Murada, en el término municipal de Manacor.

Los valores más altos —para todos los parámetros usados— se registran en la boya próxima a la Punta des Faralló (Capdepera), con alturas

máximas de las olas que llegan a los 9 metros; la *altura significativa* (H_s) del oleaje es de 0,9 metros, en este extremo septentrional de la zona de trabajo. En las otras localidades, relativamente protegidas de los temporales violentos del norte, las olas mayores alcanzan a lo sumo magnitudes en torno a los 4 metros, con *alturas significativas* próximas a 0,6 metros. El período de las olas presenta sus valores máximos de nuevo en el extremo nordoriental, con períodos medios de 6 segundos, cifra que se sitúa entre los 3 y los 4,5 segundos para el resto del área.

El oleaje de mayor frecuencia en todo el tramo oriental de la costa de Mallorca está comprendido entre 0 y 0,5 metros de altura, siendo el verano la estación que presenta una mar más calmada; en cambio, los oleajes mayores se dan en primavera y otoño, registrándose entonces los valores máximos antes mencionados. Las direcciones principales de procedencia de las olas corresponden al NE (30°) y al SW ($210-220^\circ$) a lo largo de toda la franja costera que nos interesa, aunque también son frecuentes los oleajes procedentes del SE y del E.

Las mareas son movimientos ondulatorios de largo período (>12 horas), que se perciben como ascensos y descensos del nivel marino, y se describen mediante su período y su amplitud. Se han consultado datos correspondientes a los mareógrafos del puerto de Palma de Mallorca (período 1997-1999; todavía por procesar) y del puerto de Barcelona (período 1992-1998), disponibles éstos asimismo a través de *Puertos del Estado*. La amplitud máxima de la oscilación mareal en esta última localidad alcanza valores de 0,97 metros, magnitud que incluye la fluctuación no periódica debida a factores meteorológicos locales (presión barométrica, velocidad y dirección del viento...). La amplitud media mensual de las fluctuaciones registradas en el puerto de Barcelona está comprendida entre 5 y 42 centímetros, durante el período indicado (Figura 23). Estos valores son el resultado de una dinámica mareal mixta, en la que predomina el componente semi-diurno.

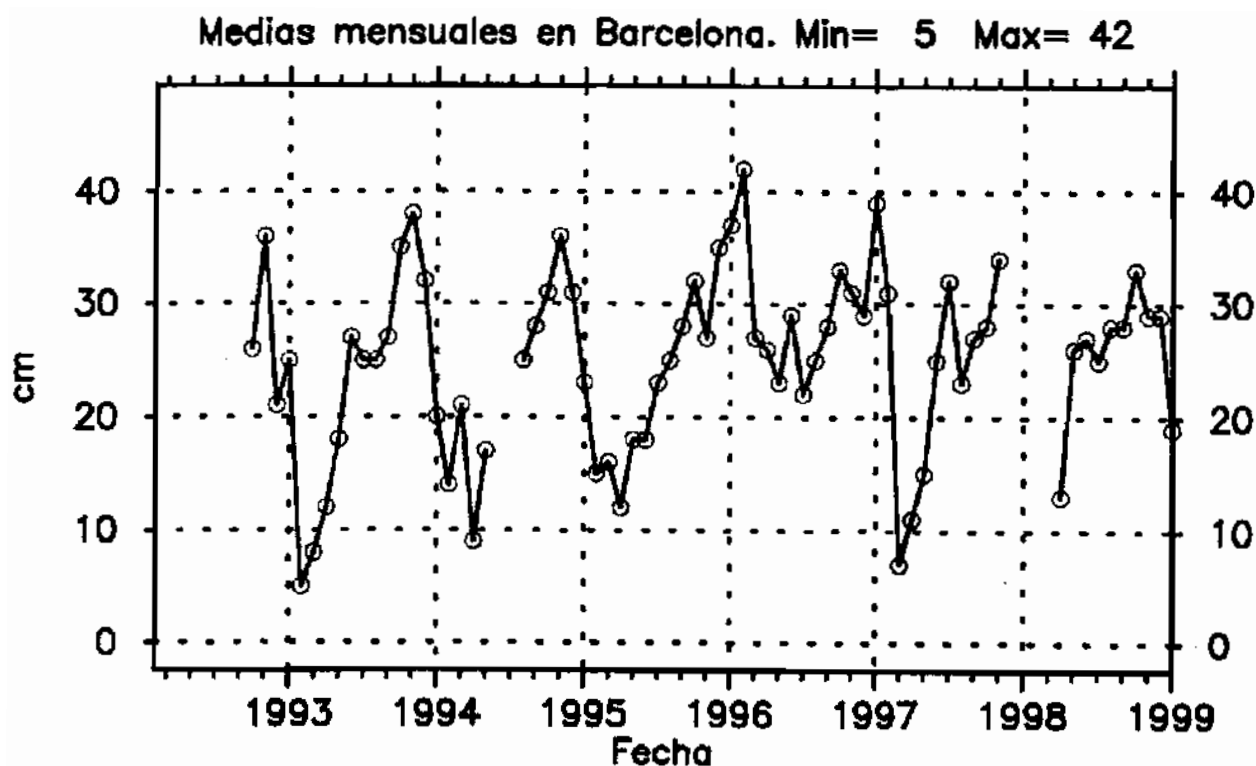


Figura 23: Amplitud de las oscilaciones mareales registradas en el mareógrafo del puerto de Barcelona (período 1992-1998).

Fuente: Puertos del Estado.

En su conjunto, la dinámica marina de la costa oriental de Mallorca corresponde a un ambiente micromareal, en el que la intensidad del oleaje resulta condicionada por los limitados valores de *fetch* que se alcanzan en el Mediterráneo occidental. Estos factores ligados a la dinámica marina tienen una marcada influencia en la ecología de los ambientes costeros (vegetación litoral, procesos de bioerosión costera...), así como en la morfogénesis de los litorales calcáreos. Incluso determinados aspectos del endokarst resultan controlados por estas cuestiones, en particular por las oscilaciones mareales. Hay que tener presente, en este sentido, la dinámica asociada al flujo y reflujo de las aguas subterráneas, así como la adaptación de la morfología y dimensiones de los espeleotemas freáticos a la amplitud del rango de la fluctuación mareal.

3. EL MODELADO EPIGEO EN EL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. Las materias abordadas y su justificación

En los tres breves capítulos que seguirán se procede a efectuar sendas aproximaciones a otras tantas vertientes del modelado epigeo en el karst litoral del sur y sureste de Mallorca. Los aspectos a los que se dedica atención son, respectivamente: el lapiaz costero, la cuestión de las calas, y la repercusión de los colapsos paleokársticos en la morfología de la línea de costa. Esta selección se ha realizado considerando que las mencionadas materias constituyen destacables manifestaciones geomorfológicas de superficie, que cumplen el doble requisito planteado en los objetivos de estas investigaciones; nos referimos por una parte a su pertenencia a la franja costera y, por otro lado, a su relación más o menos estrecha con la morfogénesis específica de las rocas carbonatadas, es decir el karst.

El hecho de que se aborden estos temas —los cuales poseen una relación bastante marginal con el grueso del contenido de este trabajo— está justificado por un criterio de exhaustividad, que se ha pretendido aplicar a la elaboración de esta memoria. En este sentido se intenta lograr en todo momento que ella suponga una puesta al día, lo más completa posible, del estado actual de las investigaciones sobre el karst litoral en esta parte de nuestra isla, procurando que por extensión sea de relativa validez para el conjunto de las Baleares. Por estas razones, aunque nuestras actividades han estado centradas por completo en el endokarst costero de la zona en estudio (y, por tanto, el modelado epigeo no ha sido prácticamente trabajado), se ha considerado necesario confeccionar los capítulos siguientes en base, casi de forma exclusiva, al bagaje bibliográfico sobre las tres materias antes aludidas.

Se pretende pues, siguiendo el planteamiento expuesto, que la práctica totalidad de lo que hoy en día se conoce sobre el karst costero del

levante de Mallorca —en cualquiera de sus manifestaciones, tanto epigeas como hipogeas— pueda ser consultado en esta memoria, a modo de obra de referencia válida para el momento concreto de su elaboración. Como es de suponer, se era consciente de la necesidad de mucho trabajo adicional a desarrollar sobre algunos de los temas abordados en el presente bloque temático; objetivo que no nos hemos planteado en ningún momento, ya que nuestro interés primordial se ha centrado en el estudio multidisciplinar del endokarst costero.

3.2. Lapiaz costero

Los litorales calcáreos exhiben una microtopografía peculiar, que ha llamado ampliamente la atención de los geomorfólogos. Las afinidades que poseen esas morfologías en relación con determinados paisajes característicos del exokarst, han llevado a la corriente aplicación del término *lapiaz costero* —*littoral karren* (FORD & WILLIAMS, 1989; MIOTKE, 1972)— para hacer referencia a las formas resultantes de la destrucción, en gran medida biológica, de las costas carbonatadas. Esas afinidades aludidas han ocasionado también el uso de términos poco recomendables, a la hora de designar las micromorfologías presentes en los litorales calizos; nos referimos a las expresiones desafortunadas de *karst costero* o *karst marino*, utilizadas en buen número de las referencias bibliográficas españolas o francesas sobre el tema (DEBRAT, 1974; SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982).

Estas cuestiones terminológicas ya han sido tratadas con algo de detalle en el capítulo introductorio, pero será conveniente recordar aquí que resulta del todo inadecuado emplear los vocablos *lapiaz* y *karst* a modo de sinónimos, confundiendo una parte concreta de las geoformas propias de los terrenos calizos —el *lapiaz*— con el término que designa el conjunto de manifestaciones que se dan en ellos —el *karst*—; una discusión acertada de la utilización correcta de los vocablos *karst* y *karstificación* está disponible en RENAULT (1977). Por otra parte debe dejarse constancia de que algún geomorfólogo destacable en cuanto al estudio del litoral, como sucede con GUILCHER (1958), ya ponía de manifiesto la no conveniencia de hablar en estos casos de karstificación, sino de complejos mecanismos de destrucción de las costas calcáreas.

La cuestión del lapiaz litoral ha sido abordada de maneras muy diversas, según las tendencias dominantes en diferentes países; aunque no se pretende efectuar ahora una revisión exhaustiva de la materia, se expondrán a continuación las líneas maestras que es posible distinguir en la literatura consultada. La bibliografía francesa —y, por mimetismo, la hispánica— se ha centrado hasta hace pocos años en la descripción de los conjuntos de formas presentes en los litorales calizos mediterráneos y en otros entornos geográficos (BATTISTINI, 1982; DALONGEVILLE, 1977; DEBRAT, 1974; FEVRET & SANLAVILLE, 1965; GUILCHER, 1953; GUILCHER, *et al.*, 1982; LILLO, 1980; SALOMON, 1982, 1987; SANJAUME-SAUMELL, 1985; SANJAUME-SAUMELL *et al.*, 1982), ocupándose sólo superficialmente de los mecanismos genéticos implicados. La literatura centroeuropea (SCHNEIDER, 1976, 1977; TORUNSKI, 1979) pone el énfasis en el papel jugado por los factores biológicos en la destrucción de las costas calcáreas; asimismo, interesantes contribuciones acerca de la bioerosión en los ambientes carbonatados costeros han sido realizadas por numerosos autores, sobre todo anglosajones, entre los que se cuentan FOLK *et al.* (1973), JONES (1989), PEYROT-CLAUSADE *et al.* (1995), RASMUSSEN & FRANKENBERG (1990), SPENCER (1988) y VILES (1988). Para concluir, no faltan tampoco los trabajos que tratan de aspectos morfogenéticos específicos, como son la influencia de la litología en el lapiaz litoral (LEY, 1977) o algunos de los mecanismos físico-químicos actuantes en estos ambientes costeros (EMERY, 1946; GUILCHER & PONT, 1957).

Tal vez las visiones más integradas acerca de los fenómenos de erosión litoral, en las rocas calcáreas, son las que suministra TRUDGILL (1976, 1985). Dicho autor desarrolla una completa discusión de todos los procesos que participan en este medio morfogénico —disolución inorgánica o biológicamente inducida, bioerosión por organismos perforantes y/o ramoneadores, meteorización, abrasión mecánica...—, obteniendo tasas de erosión intermareal del orden de 1 mm/año para las costas de Aldabra, en el Océano Índico. El uso combinado de varias técnicas experimentales le permite evaluar la participación de los diversos procesos analizados en las tasas de erosión medidas, magnitud que en el caso de la bioerosión puede

llegar a ser incluso superior al 50 % del total. Aparte de la trascendencia de los fenómenos bioerosivos, TRUDGILL (1976) relaciona la génesis y morfología del lapiaz costero con una progresiva desagregación granular de la roca —por disolución, bioerosión o meteorización físico-química (haloclastia, hidratación)—, favorecida por litologías de naturaleza bioclástica cuya textura se caracteriza por su relativa heterogeneidad; esta circunstancia da lugar, a muy pequeña escala, a un comportamiento diferencial frente a los agentes erosivos, que se traduce en una paulatina actividad destructiva del litoral a causa de la liberación pluricausal de partículas rocosas.

El complicado medio morfogenético constituido por las costas calcáreas da origen a un repertorio más bien simple de formas: cubetas de diversos tipos (*littoral pools*, *marine basins*), ásperas morfologías alveolares, pequeños pináculos, voladizos intermareales (*notches*), repisas organógenas (*trottoirs*), etc. Esta relativa sencillez en lo elemental se materializa no obstante en intrincados y variados micropaisajes caóticos, de los cuales no resulta fácil el análisis morfométrico en profundidad o cuando menos la sistematización descriptivo-cuantitativa. La complejidad a nivel de detalle, a la que se alude ahora, viene incrementada por la gran variabilidad ambiental existente en cuanto a los distintos grados de exposición del litoral a la dinámica marina; de esta manera, con la intervención adicional de factores litológicos, climáticos y ecológicos en general, se configura un interesante campo de investigación al que concurren múltiples disciplinas, y donde resta mucho trabajo por realizar.

Revisión bibliográfica sobre el lapiaz costero de Mallorca. Los algo más de 400 kilómetros de litoral de nuestra isla son un escenario idóneo para la observación de morfologías de lapiaz costero, habida cuenta del carácter calizo de la gran mayoría de los materiales aflorantes a lo largo de la franja costera. Así los tipos de costa mejor representados, dentro de los distinguidos por ROSSELLÓ-VERGER (1975), muestran un extensivo micromodelado superficial consecuencia de la destrucción de estos litorales

carbonatados. Nos referimos, en concreto, a las costas rocosas escalonadas —costas de *nip*— y aquellas otras constituidas por acantilados menores de 30 metros de altura, tipologías ambas en las cuales estas morfologías adquieren un notable desarrollo. A pesar de la idoneidad del marco geográfico, los estudios relacionados con el lapiaz litoral han sido hasta la fecha muy escasos, tal como se podrá comprobar acto seguido.

La primera referencia específicamente dedicada al lapiaz costero de Mallorca se debe a los investigadores franceses WALTER-LÉVY *et al.* (1958), quienes efectúan varios transectos correspondientes a la franja litoral de la bahía de Palma. Distinguen en los perfiles realizados la siguiente zonación, en sentido ascendente: una estrecha plataforma, bioconstruida en parte por algas calcáreas y moluscos verméticos, en la parte superior de la zona infralitoral (*trottoir*); un llamativo *notch* o voladizo intermareal; y, finalmente, un ambiente supralitoral dominado por ásperos pináculos de lapiaz y por cubetas escalonadas, muchas de ellas de fondo plano y paredes extraplomadas. Estos autores se ocupan en especial del poblamiento vegetal asociado a la zonación descrita, centrándose en el estudio de las algas calcáreas acerca de las cuales se aportan datos analíticos sobre los minerales presentes en ellas.

Bastantes años después, KELLETAT (1980) se refiere a las formas y procesos biokársticos litorales observados por el autor en Cala Agulla (Capdepera), en el extremo nordeste de la isla. La zonación morfológica establecida por este investigador (Figura 24) es similar a la que se ha descrito en el párrafo anterior; en este caso, se completa el perfil obtenido con datos sobre los organismos presentes en cada zona y sus respectivas densidades de población. Este trabajo hace hincapié en la relevancia de los factores biológicos en la morfodinámica litoral, muy en la línea de las labores llevadas a cabo por SCHNEIDER (1976) y TORUNSKI (1979) en el Adriático. El autor germano que nos ocupa ahora ha publicado, asimismo, algunos trabajos adicionales de carácter bastante general (KELLETAT, 1985, 1997), en los que se incluyen referencias muy puntuales y de pasada sobre el litoral de las Baleares.

Mucho más recientemente han aparecido dos interesantes aportaciones centradas en la meteorización de las rocas calcáreas, en las zonas supralitorales de Mallorca. Por una parte, MOSES & SMITH (1994) estudian cómo actúan estos procesos en la plataforma costera de las inmediaciones de Cala Pi (Llucmajor), área representativa de los depósitos postorogénicos (Mioceno Superior) del Migjorn de la isla. Distinguen los mencionados autores dos ambientes bien individualizados en la zona supramareal (Figura 25). El primero de ellos abarca los acantilados y las áreas cercanas al borde de la plataforma litoral, lugares donde domina la meteorización salina (*haloclastia*) asociada al spray marino, produciéndose toda suerte de alveolos y hoyos que ocasionan un microrrelieve muy accidentado. El segundo ambiente se extiende hacia el interior,

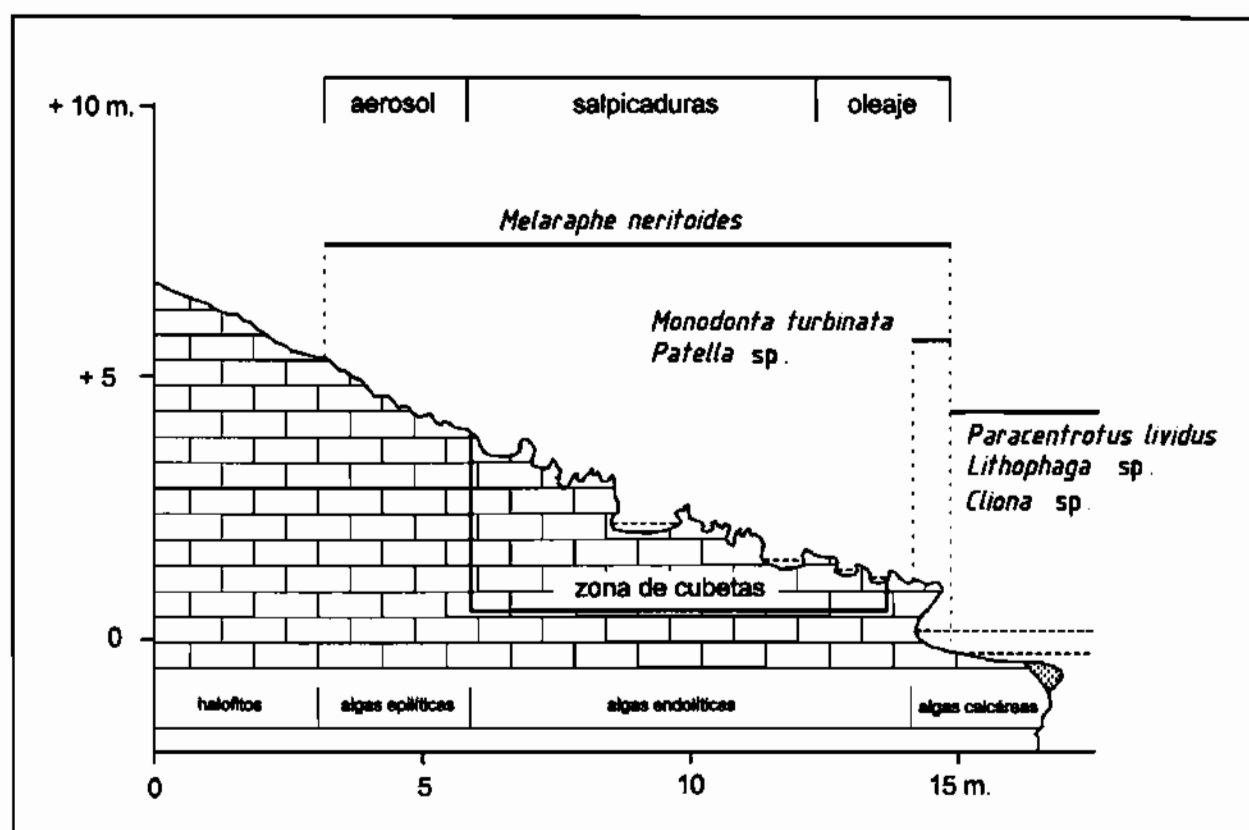


Figura 24: Perfil representativo de la franja costera en las inmediaciones de Cala Agulla (Capdepera); según KELLETAT (1980), modificado.

Se indican los organismos animales más característicos observables a lo largo del perfil, así como los rasgos generales de su población vegetal. El *trottoir* existente en la zona infralitoral es, en buena parte, bioconstruido por moluscos verméticos (*Vermetus* sp.) y algas calcáreas del género *Lithophyllum*.

predominando la disolución que es responsable de la formación de sistemas de cubetas, con frecuencia interconectadas. Gran parte del trabajo al que nos referimos ahora, se dedica a dilucidar la incidencia de los mecanismos de haloclastia en la meteorización del litoral calizo objeto de estudio.

Con un enfoque bien diferente —que no pretende tener en consideración cuáles son los procesos morfogénicos involucrados— CROWTHER (1996) realiza una aproximación cuantitativa a la rugosidad de las superficies calcáreas, tanto en morfologías de disolución subaérea como en lapiaz costero de Mallorca. Los resultados que se reportan en ese artículo evidencian para el lapiaz litoral unos valores de rugosidad muy altos, comparados con los correspondientes al lapiaz subaéreo. Dentro del lapiaz costero estudiado por el citado autor, los valores mayores de rugosidad se dan en las zonas supramareales más próximas a la mar y, concretamente, en las prominencias rocosas existentes entre las abundantes cubetas litorales.

Dejando de lado la bibliografía a la que se acaba de pasar revista, no se dispone por el momento de estudios que traten en profundidad de los aspectos morfológicos y morfométricos del micromodelado litoral en nuestra isla. A lo sumo encontramos algunas referencias descriptivas a estos conjuntos de formas, hechas en obras geográficas o geomorfológicas sobre áreas determinadas de las Baleares (BUTZER, 1962; GINÉS, 1993; RODRÍGUEZ-PEREA & SERVERA, 1993; ROSSELLÓ-VERGER, 1964), entre las que cabe destacar el trabajo publicado por ROSSELLÓ-VERGER (1983) sobre las microformas de los litorales calcáreos de nuestra isla.

Algunas observaciones recientes. En este contexto de relativa precariedad, debe resaltarse que el desarrollo actual en Mallorca de un proyecto europeo más amplio sobre la dinámica erosiva de plataformas litorales (*ESPED: European Shore Platform Erosion Dynamics*), está comenzando a suministrar resultados de muy diversa índole; entre ellos se cuentan, por ejemplo, la medición de tasas totales de erosión costera y la cuantificación de la actividad de algunos agentes bioerosivos (GÓMEZ-PUJOL *et al.*, 2000a).

En la última línea de trabajo citada se sitúa la evaluación de la labor bioerosiva que llevan a cabo los gasterópodos *Melaraphe neritoides* y *Monodonta turbinata* (VILLANUEVA *et al.*, 2000; GÓMEZ-PUJOL *et al.*, 2000b), especies muy abundantes en las zonas meso- y supralitoral de Mallorca. Los citados autores señalan tasas máximas de destrucción del litoral de 0,02 gramos de roca por individuo y año para *Melaraphe neritoides*, y de 4,9 gramos/individuo/año para *Monodonta turbinata*. Estas cifras se materializan en tasas de erosión del orden de 0,5 mm/año, compensándose los bajos valores correspondientes a *Melaraphe neritoides* con una alta densidad de individuos de esta especie, mucho más elevada que la de las poblaciones de *Monodonta turbinata*.

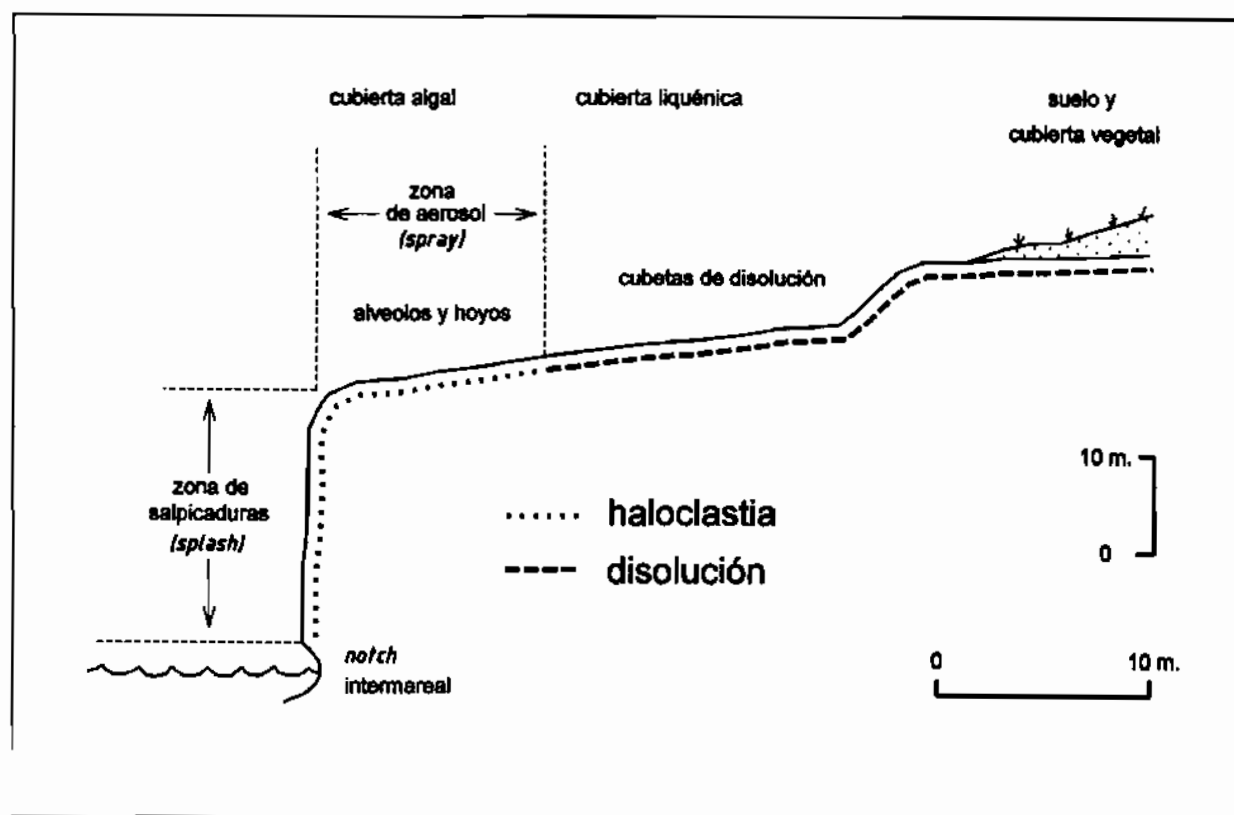


Figura 25: Zonas de meteorización diferenciadas en los acantilados litorales próximos a Cala Pi, en el término municipal de Lluçmajor. Según MOSES & SMITH (1994), modificado. El sustrato litológico lo constituyen los depósitos de plataforma carbonatada del Mioceno Superior, que caracterizan a la unidad morfoestructural del Migjorn de Mallorca.

Una cuestión a resaltar radica en la variabilidad que presentan las tasas de erosión, en función de las características litológicas del sustrato. En

este sentido, VILLANUEVA *et al.* (2000) han cuantificado experimentalmente la bioerosión por *Monodonta turbinata*, tanto en calizas arrecifales (1,7 gramos/individuo/año) como en calcarenitas (4,9 gramos/individuo/año); las cifras resultantes ponen de manifiesto la gran importancia del factor litología en los procesos de destrucción del litoral, tal como señalaba TRUDGILL (1977). Las altas tasas de erosión, evaluadas en el caso de los materiales calcareníticos, denotan la acentuada relevancia de los mecanismos de desagregación de partículas rocosas en la morfogénesis del lapiaz costero; esta constatación es concordante con lo apuntando por TRUDGILL (1976) y TORUNSKI (1979), y parece ser válida con independencia de la naturaleza exacta de los procesos participantes, ya sean biológicos o estrictamente físico-químicos.

A falta de estudios pormenorizados sobre el lapiaz litoral del área en estudio —los cuales, como ya se ha dicho, se encuentran en curso por parte de un equipo pluridisciplinar integrado en el Proyecto ESPED—, se intentará a continuación resumir los rasgos definitorios del modelado en las zonas rocosas meso- y supralitorales del levante de Mallorca. Comenzando por la estrecha franja mesolitoral, aparece una repisa o banqueta organógena (*trottoir*), construida al menos en parte por algas calcáreas (*Lithophyllum* sp.) y moluscos vermétidos. Por encima de ella se localiza un *notch* o voladizo bioerosivo intermareal, cuya morfología resulta afectada por factores como el grado de exposición de los distintos tramos de costa, aumentando su dimensión vertical conforme se incrementa dicho factor; no obstante, los voladizos mejor desarrollados se encuentran en ambientes bastante resguardados, y en conjunción con rangos mareales bajos como el del Mediterráneo occidental. Ya en la zona supralitoral se observan complejos conjuntos de formas de lapiaz (alveolos, pequeños pináculos...) de topografía muy intrincada, que coexisten y alternan con una variada gama de cubetas litorales (DALONGEVILLE, 1977; EMERY, 1946). El modelado supralitoral se caracteriza por generar extensiones muy abruptas y rugosas, en las cuales se produce un progresivo aumento de la superficie de roca expuesta a los agentes erosivos, consecuente al paulatino desarrollo de la microtopografía del lapiaz costero; este incremento continuado en la cuantía

de superficie rocosa sometida a los procesos morfogénicos litorales, contribuye a las altas tasas de erosión que tienen lugar en estos ambientes.

Como norma general, las cubetas y otras formas deprimidas son muy abundantes en la parte inferior del perfil —alimentadas por el oleaje y las salpicaduras (*splash*)—, decreciendo su frecuencia a medida que se asciende a través de la zona supralitoral (Figura 24). La morfología de la franja costera, como es de suponer, influye de modo decisivo en la sucesión de microformas observables. Por ejemplo, en las costas integradas por acantilados de pequeña o mediana magnitud las cubetas pueden ser casi inexistentes en las inmediaciones del mesolitoral, concentrándose en cambio hacia la parte interna del dominio supralitoral (Figura 25) donde presentan formas de transición hacia la *kamenitza* convencional. Estos hechos se ven influidos por la disposición horizontal de las capas calizas que conforman la región natural del Migjorn, circunstancia que resulta favorable para el establecimiento de cubetas kársticas de disolución, en cuya alimentación sin duda participa también el spray marino.

Aparte de las microformas de erosión relacionadas con la biodestrucción de los litorales calcáreos, el lapiaz de disolución —en el sentido estricto del término— está presente en la plataforma que se extiende por encima de los acantilados costeros, pero sin dar lugar a morfologías distintivas dignas de ser destacadas; en su modelado no debe descartarse la más o menos importante participación de procesos fitokársticos (FOLK *et al.*, 1973; VILES, 1988). Más hacia el interior, el lapiaz va evolucionando hacia tipologías de aspecto cavernoso (*kavernosen karren*), constituidas por complicadas agrupaciones de perforaciones y alveolos generados bajo suelo (*subsoil lapiaz*). Estos lapiaces se encuentran ligados al progresivo desarrollo de una delgada cobertura edáfica, la cual sustenta la vegetación de garriga propia de estas áreas litorales de marcada aridez.

La costa oriental de Mallorca es sin duda un enclave excelente para la investigación de la dinámica erosiva en nuestras zonas meso- y supralitoral,

cuestión sobre la que se ha comenzado a trabajar de manera intensiva hace tan sólo unos pocos años (GÓMEZ-PUJOL *et al.*, 2000a). La diversidad de contextos litológicos —calizas y dolomías jurásicas, calizas y calcarenitas del Mioceno Superior, y eolianitas pleistocénicas—, junto con la variabilidad en los grados de exposición que se pueden encontrar, configuran un marco geográfico muy adecuado para el estudio del meso- y micromodelado de los litorales calcáreos, en ambientes de rango mareal bajo como los del Mediterráneo occidental.

3.3. Calas y barrancos: el papel del karst en su formación

Las calas son macroformas litorales que han atraído la atención de geógrafos y geólogos, particularmente en la cuenca mediterránea. No en vano, estos espectaculares accidentes de la línea de costa entraron en la literatura geomorfológica de la mano de PENCK (1894), quien describió esos fenómenos a partir del litoral oriental de Mallorca, utilizando el topónimo genérico catalán *cala* para designar las frecuentes indentaciones que presenta este tipo de costas. La abundancia de formas análogas en otras áreas geográficas del Mediterráneo —como sucede en los alrededores de Marsella, Francia (CHARDONNET, 1948; NICOD, 1951)— propició con posterioridad que el término provenzal *calanque* tuviese mayor éxito internacional, para hacer referencia a las penetraciones marinas existentes en las costas calcáreas (JENNINGS, 1985; TRENHAILE, 1987).

Definiciones y génesis. La definición más fiel a la ortodoxia representada por las localidades-tipo, que dieron origen a este término geomorfológico, es la que nos suministra ROSSELLÓ-VERGER (1995) en su revisión reciente sobre los ejemplos mallorquines. Dicho autor define el significado del término *cala* aludiendo a una penetración marina, preferentemente en un litoral calcáreo tabular, debida a la inundación eustática de un antiguo curso fluvio-torrencial; menciona también la participación de factores coadyuvantes en su morfogénesis, como son la fracturación distensiva, la karstificación, los mecanismos de colapso y la dinámica litoral. La relación entre la embocadura de la cala y su desarrollo interior suele situarse por debajo de los valores 1/1 ó 1/2, siendo los máximos índices de penetración medidos en nuestra isla del orden de 1/8,5 en el caso del Port de Manacor, o Portocristo (ROSSELLÓ-VERGER, 1995).

Los fenómenos similares, presentes en otros ámbitos territoriales, dan lugar a definiciones que poseen bastantes puntos en común en relación con la ya expuesta. Por ejemplo, el término equivalente *calanque* aludiría a pequeños valles —por lo general secos— encajados en la roca caliza e invadidos por el mar (NICOD, 1951; PASKOFF & SANLAVILLE, 1978). Otros investigadores hablan de manera algo ambigua de anfractuosidades de la línea de costa (CHARDONNET, 1948), o de pequeños golfos bordeados por acantilados que indentan las costas calcáreas, los cuales se pueden prolongar tierra adentro por medio de valles secos (CORBEL, 1956). Es oportuno mencionar aquí, que la bibliografía francesa relacionada más arriba usa el vocablo *crique* para designar las indentaciones costeras de tamaño poco relevante, carentes a menudo de su correspondiente prolongación continental en forma de valles fluviales secos.

Los factores genéticos implicados pertenecen a cuatro categorías principales (ROSSELLÓ-VERGER, 1995). Por un lado las fluctuaciones eustáticas marinas condicionan el nivel de base que controlará la excavación de los sistemas fluvio-torrenciales, produciendo asimismo su inundación durante pulsaciones transgresivas. Por otra parte, la dinámica fluvial —controlada por variables paleoclimáticas y litológicas, entre otras— es la responsable de la incisión de las redes de barrancos y torrentes; la naturaleza calcárea del sustrato impone lógicamente un carácter específico a los cursos epigeos, en los cuales abundarán las trayectorias encajonadas tan frecuentes en los terrenos kársticos. En tercer lugar debe aludirse a los condicionantes tectónicos, que podrán orientar el trazado de los cursos propiciando el encajamiento de la red fluvial a favor de determinadas alineaciones estructurales. Para terminar se mencionará la dinámica litoral, cuya participación se concreta en retoques morfo-sedimentarios como son, por ejemplo, la presencia de cordones de arenas o cantos que pueden individualizar albuferas de fondo de cala (GRIMALT *et al.*, 1992), o la eventual captura y destrucción de cavidades kársticas costeras.

La intervención decisiva de los procesos de karstificación es esgrimida, con más o menos vehemencia, para explicar la génesis de

algunas formas concretas. En este sentido PASKOFF & SANLAVILLE (1978) reconocen, en el archipiélago de Malta, anfractuosidades de la línea de costa consistentes en dolinas y pozos kársticos capturados e invadidos por el mar. En Menorca, por otro lado, ROSSELLÓ-VERGER *et al.* (1997) señalan la existencia de depresiones exokársticas explotadas por la evolución de los barrancos epigeos, las cuales originarían culos de saco en pequeños tributarios laterales, o incluso serían responsables de algunos meandros observables en los torrentes. En bastante de la literatura sobre la cuestión

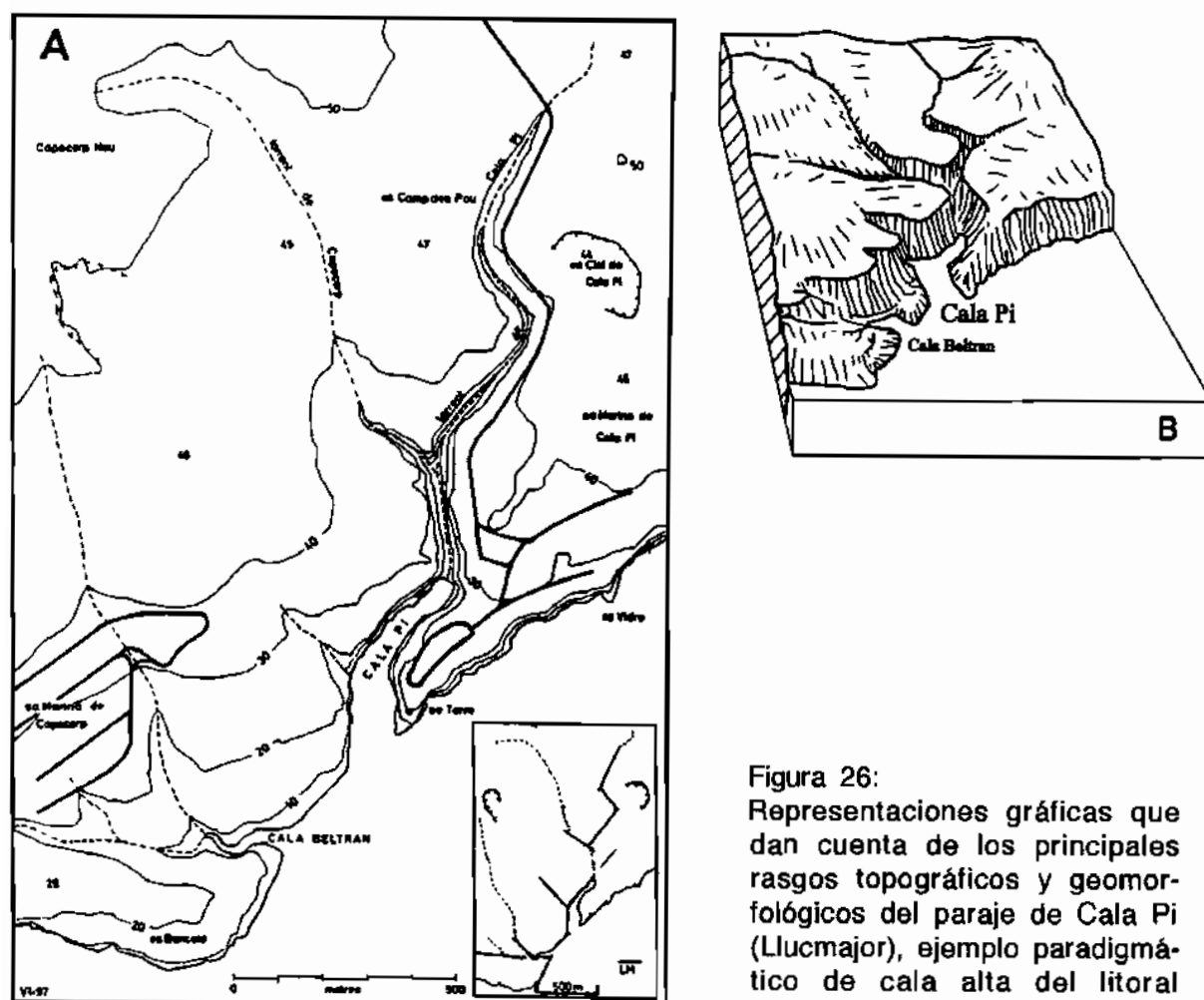


Figura 26:
Representaciones gráficas que dan cuenta de los principales rasgos topográficos y geomorfológicos del paraje de Cala Pi (Llucmajor), ejemplo paradigmático de cala alta del litoral meridional de Mallorca. Según ROSSELLÓ-VERGER (1998).

- A: Cartografía simplificada de la zona, con indicación de la red de torrentes que disectan los materiales calcáreos tabulares del Mioceno Superior. En el recuadro pequeño se señalan las líneas estructurales de menor resistencia (LM), aprovechadas en la excavación del sistema torrencial.
- B: Bloque diagrama de la cala y los torrentes asociados a ella.

de las calas, se echa mano de la karstificación para justificar la presencia de valles fluviales no funcionales; aparte de causas paleoclimáticas, éstos son

explicados en base al incremento de permeabilidad y a la profundización de las circulaciones hídricas, que van ligados a la evolución en el tiempo de los sistemas hidrogeológicos kársticos (CHARDONNET, 1948; NICOD, 1951). No faltan tampoco, en la mayoría de referencias enumeradas hasta ahora, las alusiones poco precisas al posible desmantelamiento de cavidades endokársticas, hecho que según algunos autores podría haber participado tanto en la configuración de algunas calas como en la de sectores encajonados de los barrancos. Para finalizar esta breve recapitulación, efectuada desde el punto de vista genético, se hará mención de las ideas de CORBEL (1956) quien relaciona —de manera sorprendente y poco fundamentada— la génesis de las *calanques* de Marsella con condiciones climáticas de signo periglaciár.

Revisión bibliográfica sobre las calas de Mallorca. La bibliografía sobre estas cuestiones es muy abundante, centrándonos ahora tan sólo en la que hace referencia a las calas de nuestro ámbito insular. Además de la descripción pionera de PENCK (1894), algunos investigadores como CARANDELL (1927) y LENCEWICZ (1927) hablan tempranamente de valles fluvio-torrenciales de carácter kárstico, invadidos por el mar a causa de movimientos negativos generalizados del litoral. Estos autores relacionan el anegamiento de la ensenada de Portocristo, con la inundación experimentada por las galerías y salas de las cercanas Coves del Drac; con esta argumentación rebaten, de manera explícita, la génesis marina propuesta por MARTEL (1896) para dicha importante cavidad subterránea. También correspondiente al primer tercio del presente siglo, conviene mencionar cómo la bibliografía generada por eminentes espeleólogos que visitaron la isla (MARTEL, 1903; JOLY, 1929) atribuye las calas, en buena medida, a hundimientos de bóvedas de cavernas. Se trata del resultado de trasponer la importancia del endokarst visitado por ellos, a la explicación de unas geoformas cuya génesis les resultaba difícil de justificar; los citados autores no aportan ninguna clase de evidencias concretas, sobre las que se sustenten sus interpretaciones.

De comienzos de los años sesenta, hay que destacar las actividades desarrolladas por BUTZER (1962) y BUTZER & CUERDA (1962) en el campo de la geomorfología litoral y el estudio del Cuaternario marino. En el primero de los trabajos indicados se relacionan las calas con la presencia de valles secos, inundados por movimientos eustáticos, en los cuales está patente un fuerte control estructural. Cuestiona el autor la incidencia en su génesis de procesos de hundimiento de cavernas kársticas costeras, situando a su vez la excavación de los sistemas fluviales en el Pleistoceno Inferior o el Plioceno. Esta atribución cronológica se basa en los depósitos marinos existentes en algunas localidades, que apoyarían la posibilidad de su formación con anterioridad al Pleistoceno Medio.

Los trabajos publicados durante la segunda mitad de este siglo incluyen algunas alusiones, hechas de pasada, a las morfologías litorales que nos ocupan. Así, tanto CRABTREE *et al.* (1978) como GRIMALT *et al.* (1991) efectúan revisiones abreviadas sobre la materia, insertas en materiales elaborados en ocasión de diversos encuentros de campo sobre Geografía Física, que tuvieron lugar en Mallorca. En otro orden de cosas CUERDA *et al.* (1986), al ocuparse del Cuaternario marino de Cala Pi, aluden a la trascendencia del control estructural en su formación, situando ésta cuando menos en el Pleistoceno Medio.

Sin lugar a duda, el amplio bagaje disponible sobre las calas de la isla —y los sistemas torrenciales asociados— se lo debemos en gran medida a ROSSELLÓ-VERGER (1964, 1975, 1979, 1995, 1998), quien ha dedicado una parte importante de su producción científica a estas cuestiones. Sus investigaciones no se han centrado de forma exclusiva en las calas y torrentes mallorquines, sino que se han hecho extensivas al litoral de Menorca (ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997), donde también han sido estudiados los rellenos de algunos barrancos en la mitad meridional de la isla (FORNÓS *et al.*, 1998; PARDO *et al.*, 1997). Los aspectos abordados en las numerosas publicaciones de dicho autor comprenden, entre otros, la descripción y análisis morfométrico de calas y barrancos, la dilucidación de

los factores genéticos participantes, la proposición de clasificaciones tipológicas de las calas, así como el estudio de sus rellenos sedimentarios.

Las calas del litoral oriental de Mallorca. A lo largo del levante de la isla (entre la Punta de n'Amer y el Cap de ses Salines) se localizan un número de calas superior a la treintena, las cuales articulan de manera notoria la costa, relativamente rectilínea, que limita la orla tabular de la región natural del Migjorn. La morfología de estas calas es simple: penetraciones marinas más o menos profundas, y en ocasiones de trayectorias meandrizantes, que se continúan tierra adentro por medio de valles fluviales no funcionales (Figura 26) encajados en la plataforma de materiales calcáreos del Mioceno Superior.

Dentro de esta simplicidad, cabe distinguir distintas tipologías que han sido sistematizadas por ROSSELLÓ-VERGER (1964, 1995). Por un lado se individualizan las calas existentes en costas bajas —de las cuales Mondragó, en Santanyí, sería un muy buen exponente— resultantes de la inundación del curso de un torrente o rambla, que se prolonga con claridad hacia el interior; por estos cursos las aguas circulan esporádicamente durante episodios de precipitaciones intensas, presentándose a menudo pequeñas zonas húmedas en el fondo de tales calas. Una segunda categoría la constituyen las calas altas, cuyo ejemplo paradigmático lo constituiría Cala Pi (Figura 26), perteneciente al municipio de Lluçmajor, y por tanto situada fuera de la zona en estudio. En este caso se trata de barrancos que exhiben fuertes acañonamientos, debidos a su acentuada incisión vertical en un relieve tabular limitado abruptamente por costas acantiladas; es en esta segunda tipología donde se hace bien patente la naturaleza calcárea del sustrato, que origina cursos con características asimilables a los cañones kársticos. En ambas categorías es evidente un marcado control ejercido por la tectónica distensiva plio-pleistocénica; tal control se suele traducir en que los barrancos poseen a menudo tramos alternos paralelos entre sí, encajados siguiendo líneas estructurales de debilidad. Un tercer tipo lo integrarían las pequeñas calas, resultado de fenómenos muy locales de

<i>localidad</i>	<i>Desarrollo</i> (m) D	<i>Anchura</i> <i>boca</i> (m) A	<i>Anchura</i> <i>media</i> (m) Am	D/A	D/Am
Cala Morlanda	275	325	—	0,85	—
Cala Petita	275	150	50	1,83	5,5
sa Ferradura	200	125	—	1,60	—
Port de Manacor	1.800	210	100	8,57	18,0
Cala Murta	225	100	45	2,25	<u>5,0</u>
Cala Anguila	250	140	95	1,79	2,6
Cala Mendia	150	110	80	1,36	1,9
s'Estany d'en Mas	350	200	125	1,75	2,8
Cala Falcó	175	300	—	0,58	—
Cala Varques	320	200	160	1,60	2,0
Cala Magraner	<u>450</u>	250	95	1,80	4,7
Cala Virgili	460	210	65	2,19	7,1
Cala Bota	230	<u>180</u>	80	1,28	2,9
Cala Antena	300	150	50	2,00	6,0
es Domingos	225	210	—	1,07	—
Cala Murada	110	105	—	1,05	—
Cala sa Nau	500	100	55	5,00	9,1
Cala Mitjana	500	230	75	2,17	6,7
Cala Gran	470	160	180	2,94	2,6
Caló de ses Dones	310	130	70	2,38	4,4
Cala Llonga	1.070	170	140	6,29	7,6
Caló de ses Egos	380	160	60	<u>2,37</u>	6,3
Portopetro	1.150	400	—	2,87	—
Mondragó	500	250	160	2,00	3,1
Cala Figuera	800	250	<u>90</u>	3,20	8,9
Cala Santanyí	360	250	<u>90</u>	1,44	4,0
Cala Llombards	250	80	55	3,12	4,5
Cala de s'Almunia	150	150	—	1,00	—

Tabla 5: Datos morfométricos de las calas que articulan la costa oriental de Mallorca. Según ROSSELLÓ-VERGER (1995), modificado.
En **negrita** se han resaltado las magnitudes máximas de los parámetros calculados, mientras que se han subrayado los valores más cercanos a la media aritmética de cada una de las variables.

erosión marina a favor de fracturas y/o de colapso de manifestaciones kársticas. Esta última tipología carece, por lo general, de prolongación tierra adentro en forma de cursos torrenciales.

La morfometría de las calas en la zona que nos interesa ha sido abordada en detalle por ROSSELLÓ-VERGER (1995). Extraída del mencionado trabajo, en la Tabla 5 se han reunido los datos correspondientes a 28 localidades de la costa oriental de Mallorca, relacionadas en orden de latitud decreciente. El *Desarrollo* de las calas (D) expresa su recorrido según un eje longitudinal alabeado, equidistante de ambos lados de ella; al trabajar con longitudes reales, y no con distancias mínimas en línea recta, se evita la subvaloración de aquellas calas cuyo recorrido presenta carácter meandrante. Se obtienen así valores medios de desarrollo real cercanos a los 450 metros, con un máximo de 1.800 metros en la ensenada del Port de Manacor (Portocristo). Los parámetros de amplitud de la cala empleados son dos: la *Anchura de la boca* (A) y la *Anchura media* (Am) de las diferentes localidades. Los valores medios de ambos parámetros de amplitud son, respectivamente, 180 metros para la anchura de la boca y 90 metros para la anchura media de estas macroformas costeras. Con las tres variables citadas se obtienen dos índices de indentación, que relacionan *Desarrollo / Anchura de la boca* (D/A) y *Desarrollo / Anchura media* (D/Am). El primero de estos índices alcanza magnitudes máximas superiores a 6 (en el caso de Portocristo se llega a 8,57) con valores medios por encima de 2; esto supone que la mayoría de las calas tienen una penetración, cuyo desarrollo duplica cuando menos la anchura de la boca. El segundo índice (D/Am) es tal vez el que da mejor cuenta del grado de penetración y encajonamiento de una cala, constatándose cifras cuya media aritmética ronda el valor 5, con un máximo de nuevo en la localidad de Portocristo (18,0). Se puede comprobar, pues, que el desarrollo de buen número de las calas quintuplica como mínimo su anchura media, siendo este índice superior a 2 en casi todos los casos.

En la Figura 27 se incluye la cartografía de un sector de la costa manacorina, que se extiende al norte del núcleo turístico conocido como

Calas de Mallorca. Este tramo de litoral —por fortuna todavía virgen— ofrece un típico paisaje de calas, en el que se cuentan hasta 7 ejemplos importantes en tan sólo 2.500 metros de costa. El desarrollo máximo que alcanzan las calas representadas supera los 400 metros (Cala Magraner y Cala Virgili), poseyendo anchuras medias siempre inferiores a los 100 metros. Esta figura es muy ilustrativa de cara a comprobar las características diversas que pueden presentar los sistemas fluvio-torrenciales, responsables

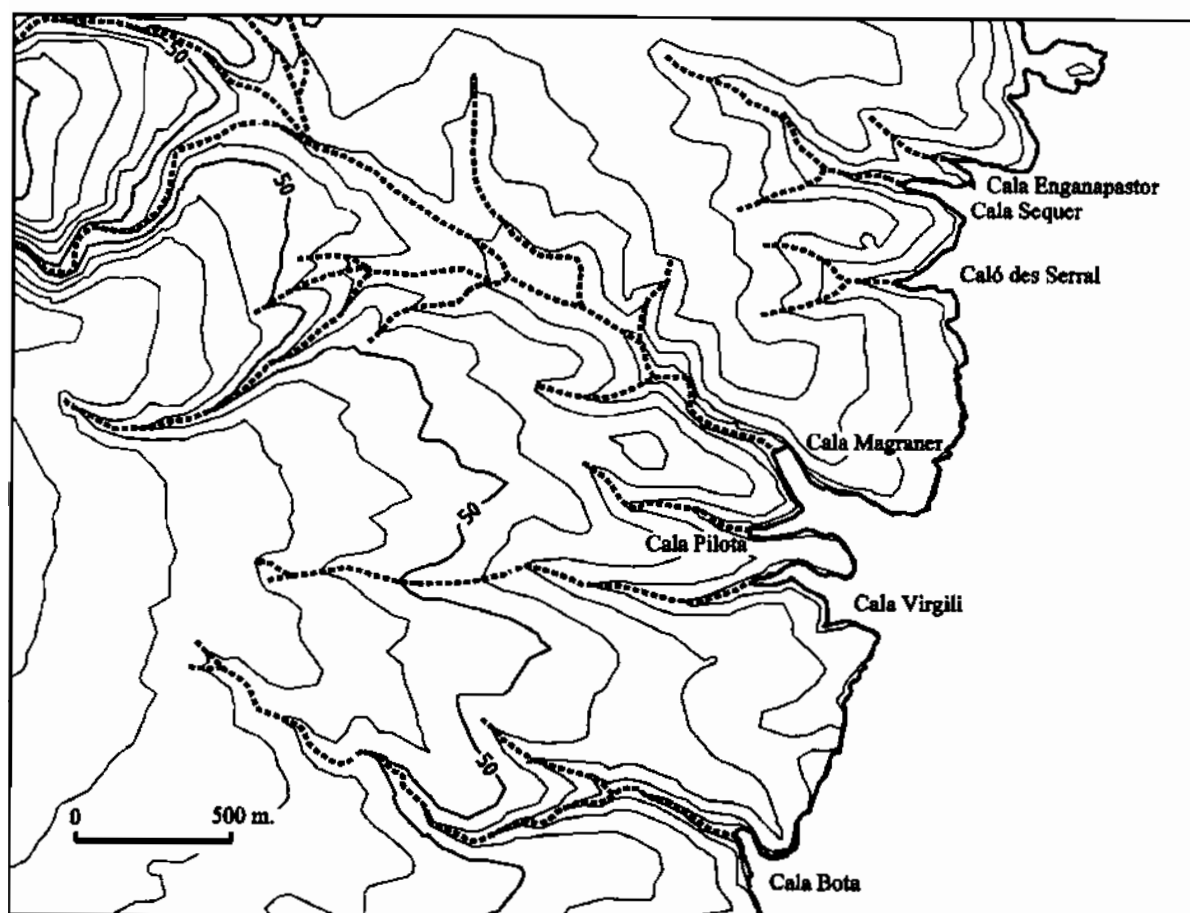


Figura 27: Cartografía de un tramo representativo de la costa del municipio de Manacor, que se extiende entre Cala Varques y el núcleo urbanizado de Calas de Mallorca.

Obsérvese el alto grado de articulación del litoral debido a la presencia de numerosas calas. Destaca también la magnitud y complejidad del sistema torrencial cuya desembocadura tiene lugar en Cala Magraner, en comparación con los torrentes de mucha menor entidad que drenan a las calas vecinas.

de la existencia de las calas. En este sentido, resulta evidente cómo la red de torrentes que drena hacia Cala Magraner es mucho más grande y compleja, si se compara con los sistemas torrenciales asociados al resto de

localidades. Debe tenerse presente que la cuenca drenada hacia dicha cala posee unas dimensiones tirando a respetables (11,25 km²), frente a las exiguas superficies de las cuencas vecinas; a su vez, se diferencia de ellas en que su cabecera alcanza las elevaciones estructuradas de las Serres de Llevant (GRIMALT *et al.*, 1990) y, en consecuencia, sus cursos principales tienen unas pendientes globales entre fuertes y moderadas (aprox. 4 %). Por contra, el resto de cuencas que aparecen en la cartografía son de extensión muy reducida, estando encajadas en su totalidad en la plataforma tabular de la *Marina* de Manacor. A pesar de la clara dicotomía expuesta, es factible observar que las calas representadas en la Figura 27 no vienen controladas, de manera decisiva, por las particularidades o la magnitud de la red hidrográfica superficial; al contrario, los índices más elevados de penetración se dan en Cala Virgili, cuya cuenca es realmente pequeña, alcanzándose valores de D/A y D/Am superiores a los de Cala Magraner, lugar donde desemboca un importante colector.

Estas consideraciones ponen de relieve que la morfometría de las calas responde primordialmente a condicionantes topográficos, los cuales a su vez están influenciados por factores geomorfológicos. Siguiendo esta línea de razonamiento los mayores índices de penetración los encontraremos, con toda lógica, en cursos con bajos gradientes topográficos en su parte terminal, y en aquellos otros de morfología bastante acañonada; situaciones ambas que se traducen en isohipsas casi paralelas a uno y otro lado del cauce fluvio-torrencial, a lo largo de trayectos a veces de longitud notable. Así, no es de extrañar que los valores máximos de las relaciones D/A y D/Am (ver Tabla 5) se obtengan en el Port de Manacor, localidad donde concurren los dos factores topográficos aludidos. Por el contrario, tal como se ha argumentado antes, las características globales de las redes de drenaje poseen una repercusión poco clara en la morfometría de las calas resultantes.

La incidencia de los procesos kársticos. La implicación de la morfogénesis kárstica en el origen de las calas —y de sus sistemas torrenciales— es una

cuestión casi siempre insinuada en la bibliografía, pero sobre la cual no abundan las evidencias concluyentes. Centrando la atención en el litoral oriental de la isla, no es exagerado afirmar que faltan ejemplos claros de la participación del hundimiento de cavidades subterráneas en la formación de estas penetraciones marinas. Desde luego es innegable que en los márgenes de algunas de esas ensenadas —al igual que en otros tramos cualesquiera del litoral— son numerosas las cavernas kársticas capturadas por el retroceso de la línea de costa, como sucede con la Cova Marina des Pont o la Cova de ses Dones, en Manacor, por citar sólo dos localidades. Aún así la morfología de las calas no suele verse afectada por la presencia de estas cavidades, correspondiendo el sector terminal de los cursos que desembocan en ellas a valles fluviales inundados y colmatados por sedimentos holocénicos. El hallazgo de cuevas que se desenvuelven en parte bajo los cauces de algunos barrancos, como el que afluye a Cala Varques (GRÀCIA *et al.*, 2000), tampoco implica una necesaria relación causal entre ambos fenómenos; al contrario, puede interpretarse como el resultado de la evolución progresiva de dos modelados que actúan de manera independiente, constituidos por la dinámica fluvio-torrencial y la espeleogénesis kárstica respectivamente.

La presunta existencia de formas endokársticas desmanteladas, que puedan haber contribuido asimismo a la configuración de los barrancos asociados a las calas, tampoco cuenta en el levante de Mallorca con evidencias que soporten sólidamente esa posibilidad. De hecho el hundimiento de las bóvedas de antiguas cuevas, como factor importante en la génesis de los cañones kársticos, es un mecanismo cuya frecuencia se ha exagerado, circunstancia que señalan acertadamente JENNINGS (1985) y SWEETING (1972). Esta modalidad genética tan sólo es aplicable en casos muy concretos como el del río Reka en el karst clásico de Eslovenia, conocido de sobras ya desde siglos precedentes y que puede haber favorecido una generalización abusiva de estos fenómenos.

No cabe duda, sin embargo, que la red fluvio-torrencial responsable de la presencia de nuestras calas está afectada en buena medida por la

litología calcárea del sustrato. Para aludir a las localidades ubicadas en la zona estudiada, sin duda es exagerado hablar de cañones kársticos; no obstante, nos encontramos con barrancos que exhiben tramos algo encajonados, al disponer de flancos acantilados de a lo sumo una o dos decenas de metros de altura. Se trata de un paisaje resultante del simple encajamiento de una red fluvial, pero dotado de ciertas peculiaridades propias de los territorios calizos: la acentuada incisión de los cursos epigeos —magnificada por los procesos de disolución de la roca— y, sobre todo, la poca relevancia de la dinámica de vertientes en estas litologías propician la presencia de formas acañonadas, que por otro lado no son exclusivas de las rocas carbonatadas (JENNINGS, 1985). La escasa actividad de los mecanismos de evolución de las vertientes resulta favorecida además por el carácter subárido del clima actual que, con importantes alternancias climáticas, puede haber sido dominante a lo largo de buena parte del Pleistoceno Medio y Superior. Finalmente, la disposición horizontal de los materiales del Mioceno Superior facilita la existencia de acantilados, correspondiendo a las capas de mayor competencia, en los cuales suelen abundar vacíos y concavidades relacionables con procesos de meteorización y erosión diferencial, más que con el desmantelamiento de auténticos sistemas endokársticos.

Un factor a tener en cuenta es la repercusión que los numerosos colapsos paleokársticos —objeto de nuestro interés en el siguiente capítulo—, existentes en el Mioceno Superior de Mallorca (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999), podrían tener en la formación de algunas calas. Tal como insinúa ROSSELLÓ-VERGER (1998), al referirse al conjunto de calas de Mondragó, está por determinar el grado de participación de esas manifestaciones paleokársticas en su morfogénesis; dichos fenómenos pueden haber representado zonas de debilidad aprovechadas por la incisión fluvial, al igual que ha sucedido con la fracturación distensiva plio-pleistocénica.

A pesar de todo lo expuesto, que tiende a minimizar la consideración de las calas y barrancos como morfologías genéticamente ligadas al karst, es

incuestionable la impronta que la naturaleza calcárea del sustrato ha dejado en el paisaje por medio de los mecanismos de karstificación. De hecho, la no funcionalidad de las ramblas o valles secos que desembocan en las calas ha de relacionarse tanto con la aridez actual del clima, como con el progresivo incremento de porosidad y permeabilidad que implica la evolución temporal del karst, considerado como sistema hidrogeológico (WORTHINGTON *et al.*, 2000). Los comentarios contenidos en los párrafos precedentes pretenden, pues, situar la componente kárstica en una posición lo más ajustada posible a las evidencias actuales, acerca de su repercusión en los sistemas de barrancos y calas de la Mallorca oriental. Todo ello sin negar a priori implicaciones mayores del karst, como las apuntadas para algunos grandes barrancos menorquines (ROSSELLÓ-VERGER *et al.*, 1997; FORNÓS *et al.*, 1998) en los que, por otro lado, la alimentación alogénica debe haber jugado un papel decisivo en su excavación.

En cuanto a la edad atribuible a la excavación de los sistemas fluviales, que darían origen a las calas por inundación eustática, debe reconocerse la inexistencia de indicios concluyentes al respecto. Aunque en trabajos recientes se apunta una posible cronología correspondiente al Pleistoceno Medio (ROSSELLÓ-VERGER, 1995, 1998), parece razonable pensar en una antigüedad mayor para estas redes de drenaje (Pleistoceno Inferior o Plioceno, al menos) en la línea de lo que sugieren otros autores (BUTZER, 1962; CUERDA *et al.*, 1986). A falta de evidencias sólidas sobre estas cuestiones, pensamos que no sería descabellado relacionar, cronológica y paleoambientalmente, la génesis de los barrancos del Sur y Sureste de Mallorca con las fases principales de espeleogénesis en la región kárstica del Migjorn. Ambos acontecimientos geomorfológicos —encuadrables en dos sistemas de erosión autónomos pero interrelacionados— tienen que haber acontecido en correspondencia con unas condiciones climáticas mucho más húmedas que las presentes y, presumiblemente, ajustados a un nivel de base como mínimo 25 metros inferior a la actual cota de la superficie de las aguas marinas; esta última posibilidad tiene su apoyo en el estudio de las formas subterráneas, que se emprende en los siguientes capítulos. Como se verá en su momento, las

informaciones espeleocronológicas disponibles ponen de relieve la dilatada historia evolutiva del endokarst de Mallorca, cuyas fases espeleogenéticas iniciales se remontan, con bastante probabilidad, a algún momento del Plioceno a incluso a los tiempos fini-miocenos.

3.4. Morfología de la línea de costa: la influencia del paleokarst fini-mioceno

En anteriores capítulos nos hemos ocupado, con cierto detenimiento, de los caracteres paisajísticos y geomorfológicos generales que presenta la franja costera del levante de Mallorca. Se ha insistido ya en el predominio de los litorales en forma de acantilados pequeños o medianos (de hasta 30 metros de altura), articulados por numerosas indentaciones marinas constituidas por las calas, aunque también resultan algo frecuentes las costas bajas escalonadas (BUTZER, 1962; ROSSELLÓ-VERGER, 1975); éstas se extienden, sobre todo, hacia los extremos meridional y septentrional de la orla de materiales postorogénicos, que configuran la mayor parte de la zona en estudio.

Precisamente las costas acantiladas, a las que aludíamos, suponen excelentes afloramientos donde es posible observar en detalle las secuencias sedimentarias típicas del Mioceno Superior de la isla (FORNÓS & POMAR, 1983; POMAR *et al.*, 1983b). Estas secuencias estratigráficas —expuestas de manera vistosa en los acantilados litorales— dejan ver deformaciones acusadas de las capas de materiales carbonatados, que llegan a originar importantes depósitos de brechas, aspectos ambos resultantes de la existencia de un paleokarst fini-mioceno responsable de estas espectaculares estructuras de colapso (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999).

El paleokarst, entendido como manifestación morfo-sedimentaria de procesos de karstificación acontecidos durante períodos geológicos pretéritos, está caracterizado por dos aspectos clave: las formas observables corresponden a unas condiciones morfogenéticas diferentes de las actuales

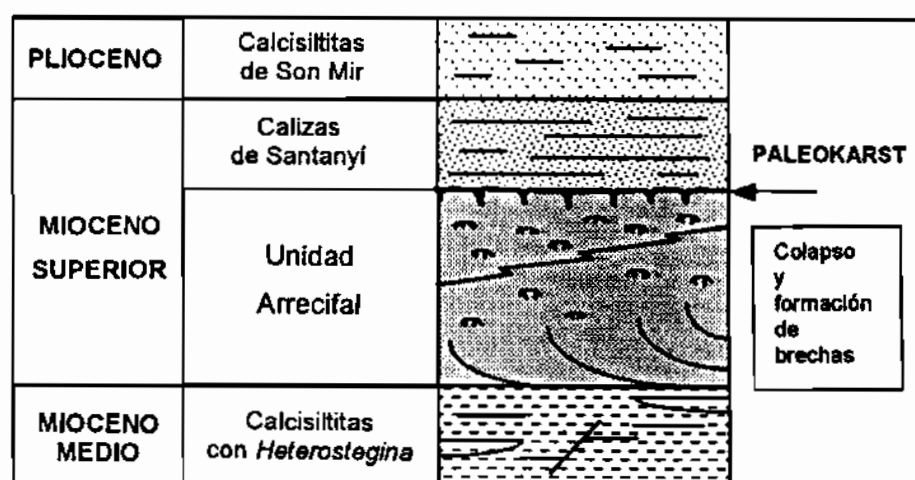
y, además, dichas morfologías se hallan recubiertas por materiales sedimentarios más modernos que las rocas carbonatadas donde está emplazado el paleokarst (BOSÁK *et al.*, 1989). En nuestro caso se trataría de un *subjacent interstratal paleokarst* (según la sistematización propuesta por los autores citados), resultante de antiguos mecanismos de karstificación desarrollados bajo materiales poco solubles, los cuales suelen ser de cronología anterior o al menos coetánea en relación a tales procesos.

Al estudio del paleokarst se ha dedicado bastante atención en las últimas décadas a causa de su notable interés económico, el cual está relacionado tanto con las mineralizaciones existentes como con el papel que puede desempeñar en la prospección y explotación de hidrocarburos. Interesantes puestas al día sobre la cuestión se encuentran disponibles en BOSÁK (1989), JAMES & CHOQUETTE (1988), PURDY & WALTHAM (1999) y WRIGHT *et al.* (1991), por lo que no nos extenderemos en generalidades sobre esta materia. Aparte de las obras mencionadas, la riqueza de los rellenos asociados al paleokarst en ambientes bien diversos queda puesta de manifiesto en trabajos como los de NADOR (1992) o los de JONES (1992); este último autor sistematiza la amplia variedad de depósitos que, desde el Oligoceno, rellenan los vacíos kársticos en determinadas islas oceánicas como las Cayman, en el mar Caribe.

En cuanto al paleokarst de final del Mioceno en el Migjorn de nuestra isla —y dejando de lado el interés intrínseco de su estudio, que no se encuentra entre los objetivos de esta memoria—, debe tenerse en consideración que esas manifestaciones paleokársticas resultaron heredadas y retrabajadas por la morfogénesis plio-pleistocénica, pudiendo tener su presencia repercusiones más o menos veladas en cuestiones como la formación de algunas calas o el desarrollo y evolución del endokarst. Tales cuestiones son tratadas en su momento en los apartados pertinentes, por lo cual la atención se centrará ahora en la incidencia que estos fenómenos paleokársticos tienen en la morfología de la línea de costa, observada a meso- y macroescala.

El paleokarst en el Mioceno Superior de Mallorca: aspectos morfológicos y brechas asociadas. Los materiales postorogénicos del Mioceno de la isla consisten en depósitos de plataforma carbonatada, que incluyen arrecifes bien desarrollados. En Mallorca habitualmente se han distinguido tres unidades deposicionales (POMAR *et al.*, 1983b), bien diferenciadas en cuanto a su litología y ambiente sedimentario (Figura 28). Pertenecientes al Mioceno Medio, se localizan en la base las “Calcisiltitas con *Heterostegina*”, que aparecen discordantes sobre los depósitos afectados por la orogenia alpina. Por encima de estos niveles se dispone la “Unidad Arrecifal” (POMAR, 1991; POMAR *et al.*, 1983a, 1996) caracterizada por la

Figura 28:
Esquema
estratigráfico del
Mioceno Superior
de Mallorca, en el
que se señala la
disposición del
paleokarst.
Según FORNÓS
et al. (1989a),
modificado.



existencia de arrecifes tipo barrera con amplios *lagoons*, que ocasionan una sedimentación de calcarenitas bioclásticas con importantes edificios coralinos. El techo de esta unidad arrecifal —de edad Tortoniense-Messiniense— presenta una superficie erosiva debida a un episodio de exposición subaérea de estos materiales. Dicha superficie se encuentra recubierta por la “Unidad Calizas de Santanyí”, también denominada “Complejo Terminal” (FORNÓS & POMAR, 1983, 1984), que se halla formada por sedimentos carbonatados litorales de facies muy variadas; entre ellas destacan las facies de manglares, así como las calizas oolíticas y estromatolíticas (ver Figura 13b). El Complejo Terminal aparece truncado por una superficie de erosión sobre la que descansan los depósitos del Plioceno. Como veremos más adelante, el paleokarst que nos ocupa se desarrolla en

las rocas calcáreas de la Unidad Arrecifal, afectando a su vez a la formación suprayacente (las Calizas de Santanyí) por medio de llamativos fenómenos de colapso.

Aunque el conocimiento del paleokarst fini-mioceno de la región natural del Migjorn dista mucho de ser exhaustivo, esas morfologías de colapso y sus rellenos han sido objeto de alguna atención en las últimas décadas. Las primeras referencias sobre la materia ven la luz como resultado de investigaciones sedimentológicas que, al ocuparse del Mioceno terminal de Mallorca, constataban la existencia de estas estructuras de deformación relacionadas con antiguos procesos de karstificación (FORNÓS & POMAR, 1983, 1984). Con posterioridad, algunas publicaciones tratan estos fenómenos desde una perspectiva más karstológica, describiendo las formas observadas y los rellenos de brechas ligados a ellas (FORNÓS *et al.*, 1989a; FORNÓS, 1991). A modo de continuación de estas labores, en los años 90 aparecen dos trabajos que sintetizan el conocimiento disponible sobre el paleokarst en el Mioceno Superior (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999); estas publicaciones, aparte de la descripción de los colapsos observados, se interesan asimismo por sus aspectos genéticos y su encuadre cronológico. Para finalizar, en una breve nota ROBLEDO & POMAR (2000) intentan recientemente relacionar la génesis de estas estructuras con la arquitectura de las plataformas carbonatadas que las acogen, esbozando un modelo genético el cual en esencia no difiere de lo argumentado con anterioridad.

Entrando ya en los aspectos morfológicos, diremos que en los acantilados costeros del sureste de Mallorca —extendiéndose con relativa continuidad entre Cala Llombards (Santanyí) hasta s'Algar (Portocolom, Felanitx)— abundan las formas debidas a mecanismos de subsidencia, producidos por antiguos procesos de disolución kárstica (Figura 29). Es posible observar a todo lo largo del citado litoral una serie de continuas deformaciones de los materiales carbonatados, que siguen el contacto entre la Unidad Arrecifal y las Calizas de Santanyí. Estos colapsos paleokársticos con frecuencia afectan a todo el paquete correspondiente al Complejo Terminal, si bien las deformaciones son más evidentes en los niveles

inferiores de manglares, que en las capas superiores de facies predominantemente oolíticas y estromatolíticas. Los mecanismos de colapso tan sólo suelen interesar a los niveles superiores de la Unidad Arrecifal infrayacente.

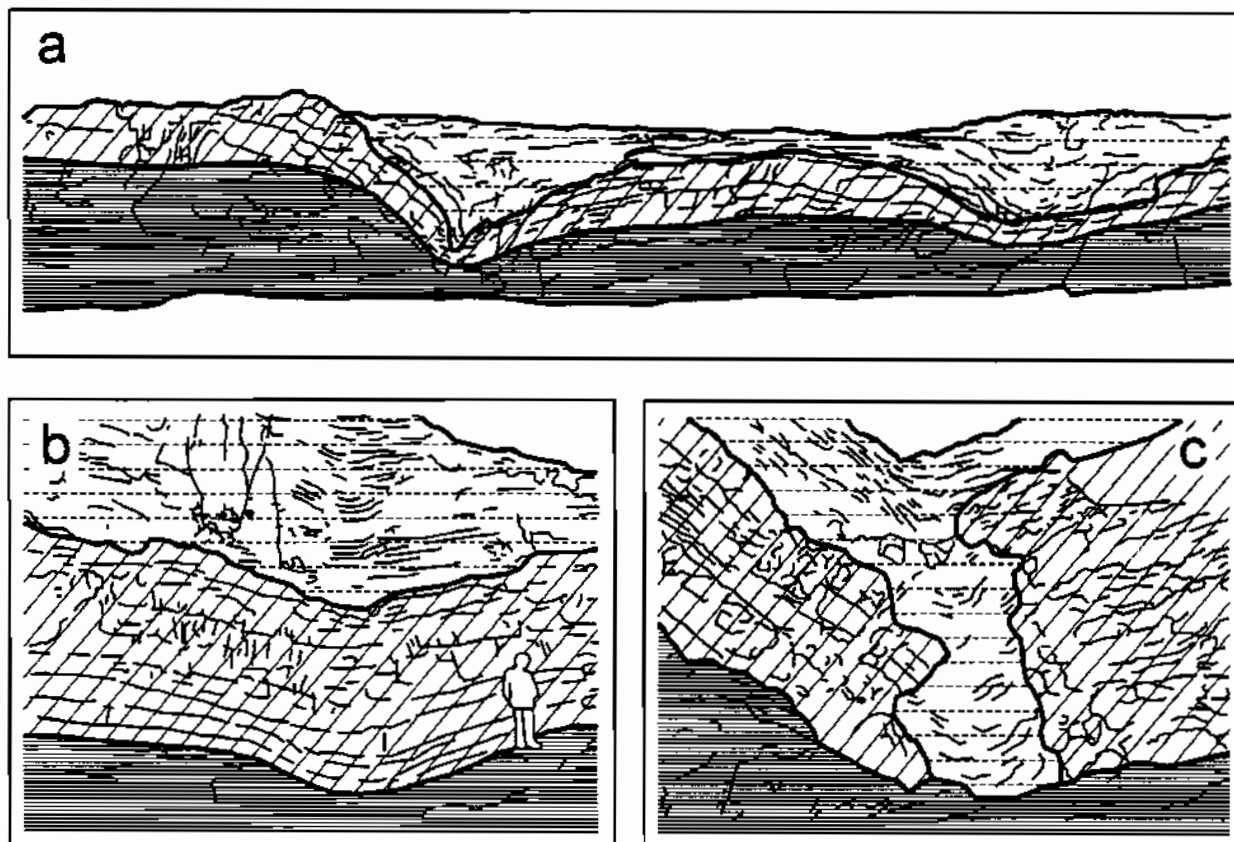


Figura 29: Aspecto de algunos colapsos paleokársticos observables en los acantilados costeros del levante de Mallorca. Según FORNÓS *et al.* (1989a), modificado.

a: vista panorámica de un fragmento de la línea de costa, tomada desde el mar (la altura de los acantilados es del orden de la veintena de metros); **b:** leve depresión que afecta a la unidad Calizas de Santanyí (la silueta humana sirve de escala); **c:** vacíos a modo de chimenea existentes en la formación Calizas de Santanyí, los cuales aparecen rellenos de brechas subsidentes de los materiales oolíticos superiores.

Rayado horizontal continuo: Unidad Arrecifal (Tortonense); **rayas inclinadas:** facies de manglares de la formación Calizas de Santanyí, o Complejo Terminal; **rayado horizontal discontinuo:** facies estromatolíticas y oolíticas de la unidad Calizas de Santanyí (Messiniense). Consultar columnas estratigráficas detalladas en la Figura 13.

En detalle el aspecto general de estas manifestaciones paleokársticas se asemeja al de un reloj de arena algo asimétrico (Figura 30), ya que la concavidad superior es habitualmente más amplia y suave que la cavidad inferior. Desde el punto de vista morfológico cabe distinguir

tres partes, de la base hacia el techo (FORNÓS *et al.*, 1995). Por un lado —y siempre localizada en la Unidad Arrecifal— se observa una cavidad irregular, de dimensiones muy variables, rellena de fragmentos angulosos tanto de la unidad encajante como de las Calizas de Santanyí. Por encima de estos vacíos inferiores se extiende un conducto en forma de chimenea estrecha, de paredes bastante verticales y relleno de brechas heterométricas, que pone en comunicación dichos vacíos con una depresión sinusoidal superior muy marcada. Este tercer elemento morfológico de los colapsos paleokársticos del Migjorn —tal vez el más llamativo de todos— es el resultado de la deformación plástica de los niveles basales de las Calizas de Santanyí, que confluyen buzando centrípetamente hacia la chimenea. En muchas ocasiones la chimenea central es evidente también en las Calizas de Santanyí, formando un cuerpo columnar de brechas de los depósitos oolíticos suprayacentes, flanqueado por las fuertes inflexiones en V de los niveles inferiores del Complejo Terminal.

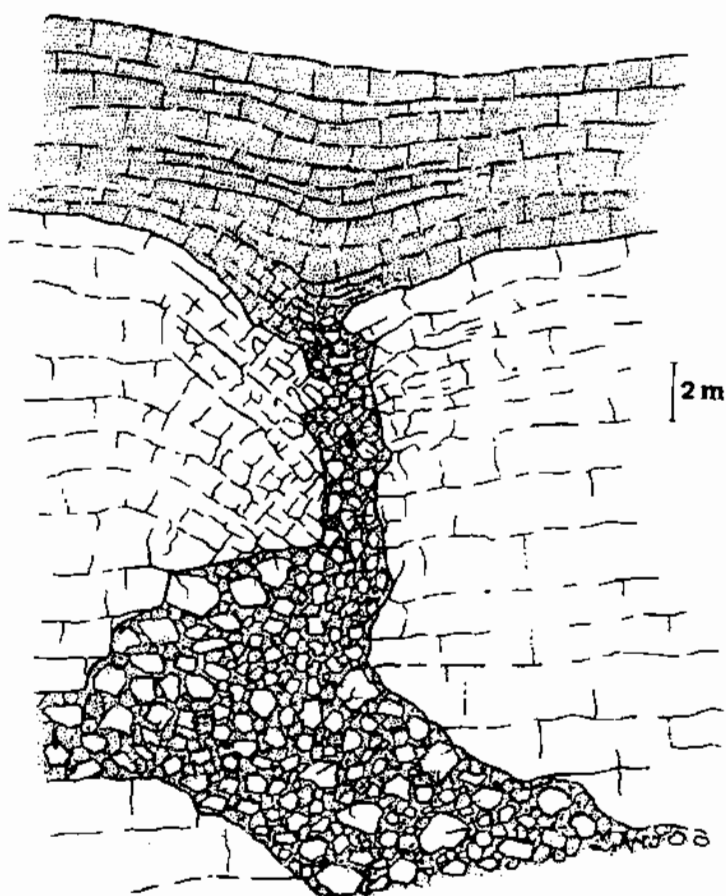


Figura 30:
Esbozo morfológico de los colapsos paleokársticos que afectan al Mioceno Superior del sur y levante de la isla (según FORNÓS *et al.*, 1995).
Su disposición es asimilable a la de un reloj de arena, presentando una chimenea central por la que penetran los materiales brechados del Complejo Terminal (Calizas de Santanyí).

Los diámetros de las depresiones superiores oscilan entre los 25 y 100 metros, aunque puede haber ejemplares mucho menores (<5 metros de

ancho) y también de mayor tamaño como resultado de la coalescencia de varias de estas unidades; sus profundidades alcanzan dimensiones de hasta 15 metros. Las paredes de las depresiones poseen unas pendientes en torno a los 20°-30° en dirección a su centro, que pueden superar los 45°-60° e incluso alcanzar la verticalidad en las zonas inmediatas a la chimenea central.

En su conjunto, las formas observadas en el Migjorn de Mallorca se asemejan a los fenómenos paleokársticos estudiados por SANGSTER (1988) al tratar de los depósitos de plomo y de zinc en diversos puntos de Norteamérica (Mississippi, Missouri y Canadá); este autor describe unas estructuras brechadas que denomina como *cuerpos prismáticos* o *columnares*, los cuales presentan fuertes analogías morfológicas con las chimeneas centrales de nuestros colapsos.

La existencia de antiguos vacíos y cavidades de disolución en la Unidad Arrecifal, junto con los ulteriores mecanismos de colapso inducidos por dichos vacíos kársticos, se materializaron en extensivos procesos de formación de brechas. Éstas poseen características muy variadas en función, sobre todo, de los niveles del Mioceno Superior involucrados y de los diferentes estadios en la evolución del colapso paleokárstico (FORNÓS *et al.*, 1989a; FORNÓS, 1999). Las cavidades basales se ubican siempre en la Unidad Arrecifal como ya se ha dicho, encontrándose en todos los casos rellenas de brechas polimícticas cuyos clastos son de tamaño muy variable (de orden centimétrico a métrico), angulosos o subredondeados, con presencia destacable de matriz calcarenítica. Cuando los materiales afectados son los niveles inferiores de las Calizas de Santanyí (facies de manglares), los clastos son subangulosos y de tamaño centimétrico o decimétrico, presentando una matriz formada por calcarenitas y calcisiltitas. En cambio, si los depósitos involucrados corresponden a los niveles superiores del Complejo Terminal (calizas oolíticas) las brechas resultantes son oligomícticas, estando constituidas por clastos muy angulosos, sin matriz, cuyo tamaño va desde centímetros hasta más de un metro; estas brechas suelen estar muy bien cementadas por precipitados cristalinos carbonáticos.

Génesis y cronología de los colapsos paleokársticos. La génesis del paleokarst, observable en el sureste de la isla, hay que relacionarla con un fuerte incremento de porosidad, derivado de la disolución preferencial de las masas aragoníticas de corales presentes en la Unidad Arrecifal (FORNÓS & POMAR, 1983; FORNÓS *et al.* 1995). Esta progresiva creación de porosidad originó el crecimiento de vacíos irregulares, que en última instancia provocarían el flujo subsidente hacia esas cavidades —y la consiguiente formación de brechas— de los materiales más plásticos correspondientes a los niveles inferiores del Complejo Terminal (Figura 31). Este flujo centrípeto se transmitiría hacia el resto de la formación Calizas de Santanyí, dando lugar también a la brechificación de los niveles oolíticos y estromatolíticos superiores.

Los tres tipos básicos de brechas, que se han descrito más arriba, se generan secuencialmente conforme evolucionan estos fenómenos paleokársticos. Las primeras etapas de formación de brechas se inician con la disolución y colapso ocurridos en el seno de la Unidad Arrecifal; estos procesos desencadenan con posterioridad la rotura semiplástica de las capas basales de las Calizas de Santanyí (facies de manglares), hasta producir finalmente la rotura frágil de los depósitos superiores de calizas oolíticas.

No existen evidencias concluyentes del funcionamiento de nuestros colapsos a modo de auténticas dolinas, ya que en ningún caso estas manifestaciones paleokársticas tienen reflejo topográfico en superficie; tampoco se han constatado morfologías evidentes de exposición subaérea de estas formas deprimidas. Por tanto el modelo genético presumible se acerca al concepto de *subsistencia* en el seno de un *karst subyacente*, en el sentido que lo recoge JENNINGS (1985). Asimismo, tal como ya se ha adelantado al comienzo de este capítulo, los fenómenos paleokársticos observados entrarían en la categoría de *subadjacent interstratal paleokarst* (BOSÁK *et al.*, 1989), tipología relacionada con procesos de disolución

ocurridos bajo depósitos poco solubles suprayacentes a las rocas karstificables.

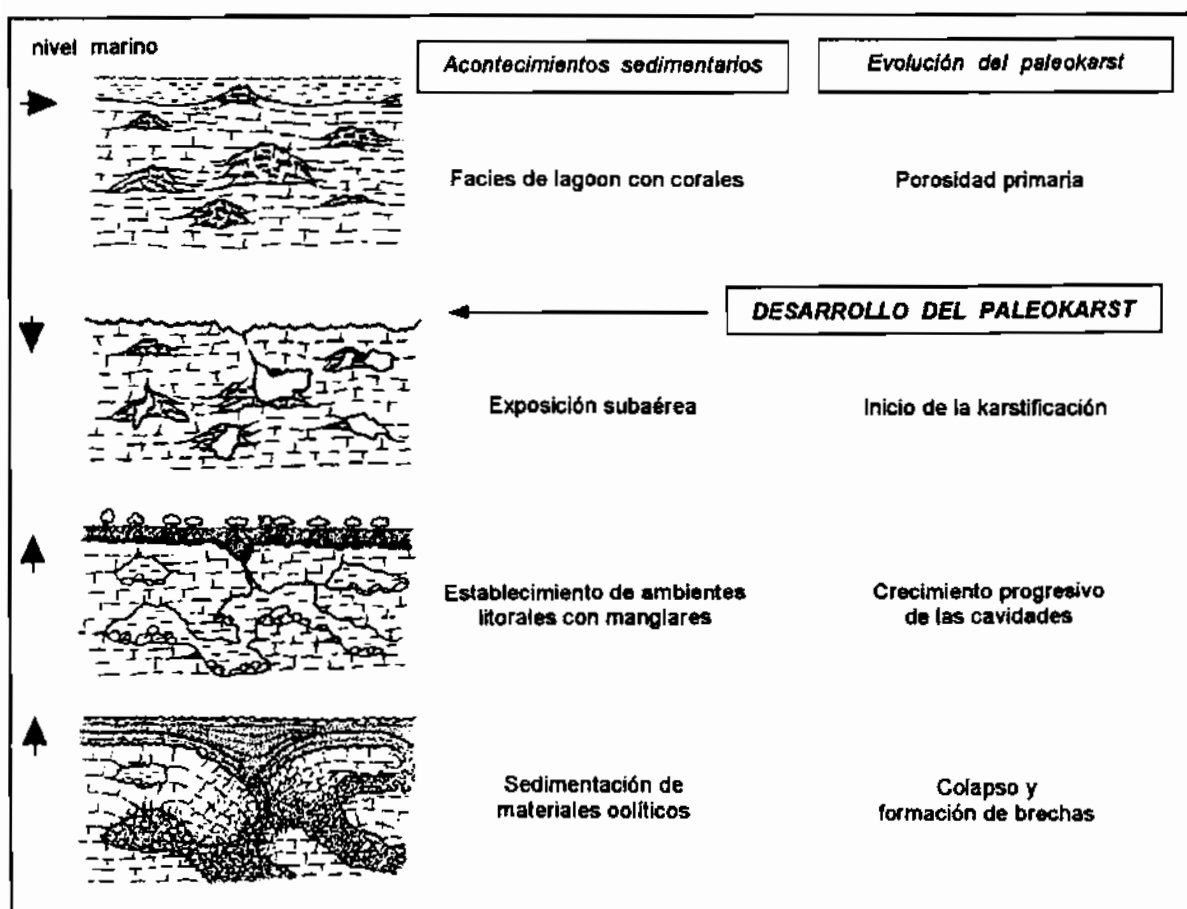


Figura 31: Esquema evolutivo sobre el desarrollo del paleokarst en el Mioceno Superior de Mallorca. Según FORNÓS *et al.* (1995), modificado.

La distribución espacial de los colapsos parece estar condicionada por factores litológicos, tales como la arquitectura de las facies de frente arrecifal y de lagoon externo donde abundan las masas de corales susceptibles de disolución kárstica. Aún así, está por evaluar el control que la fracturación distensiva postorogénica puede haber representado en la génesis de estos fenómenos; debería tenerse en mente que la disposición de los colapsos a lo largo de la línea de costa, podría estar relacionada también con las alineaciones estructurales responsables de la geometría actual del litoral oriental de la isla.

En cuanto a su cronología, la edad precisa en que tuvo lugar el desarrollo del paleokarst no es fácil de precisar del todo. Siguiendo las ideas planteadas por BOSÁK *et al.* (1989) al sistematizar estas cuestiones, el paleokarst de tipo subyacente se caracteriza por ser más joven que las rocas poco o nada karstificables que lo recubren. En nuestro caso parece constatar una primera fase de exposición subaérea de la Unidad Arrecifal, en la que podrían comenzar a producirse los primeros mecanismos de creación de porosidad; no debe descartarse tampoco la existencia de procesos kársticos singenéticos (JENNINGS, 1968) que se desarrollasen de modo contemporáneo a la litificación de los materiales que forman esta unidad. El establecimiento posterior de ambientes litorales con manglares (ver Figura 31) conllevaría el crecimiento volumétrico en condiciones freáticas de las cavidades, paralelo a la sedimentación de la unidad Calizas de Santanyí; previsiblemente, el desarrollo del paleokarst puede haber ocurrido de manera continuada durante la deposición del Complejo Terminal, de edad Messiniense. Estos procesos kársticos deben haber sido relevantes, al menos, hasta que hubiese tenido lugar una mínima litificación de las Calizas de Santanyí, ya que su deformación y brechificación sería imposible tratándose de sedimentos no consolidados; la génesis de los colapsos hay que situarla pues al final del Messiniense, como pronto, ya que las brechas incluyen con suma frecuencia clastos correspondientes a los niveles superiores oolíticos. Hablando en términos generales, se trata por lo tanto de un paleokarst fini-Mioceno (FORNÓS *et al.*, 1995; FORNÓS, 1999), aunque importantes procesos de karstificación —morfológicamente distintos— han continuado en estas áreas a lo largo del Plioceno y Pleistoceno, de modo paralelo a la evolución diagenética de las litologías afectadas.

Repercusiones en la morfología litoral. Se exponen acto seguido algunas consideraciones, acerca de la incidencia que los colapsos paleokársticos tienen sobre la trayectoria de la línea de costa y su morfología de detalle. No se pretende, ni mucho menos, dejar zanjada esta cuestión; tan sólo es propósito de los párrafos que seguirán aportar las observaciones efectuadas

al respecto, las cuales corresponden principalmente a la franja costera de Mondragó (Santanyí). Estos datos podrán constituir, en todo caso, el punto de partida para análisis pormenorizados de estos aspectos.

En la Figura 32 se incluye una cartografía simplificada del litoral de Mondragó, en la que ha sido representada la situación de los principales colapsos paleokársticos reconocidos. Es posible observar que éstos son muy numerosos en estos parajes, constatándose un mínimo de 15 colapsos relevantes distribuidos en 4 kilómetros de desarrollo real de la línea de costa. Su localización no sigue una pauta clara, estando situados tanto en los flancos de pequeñas calas (Caló des Savinar, Solimina) como en salientes costeros, como la propia Punta des Savinar. No se constatan fenómenos de este tipo que hayan contribuido a la configuración de la gran entrada marina de Mondragó; a lo sumo se reconocen algunos colapsos poco espectaculares en las proximidades de la Guàrdia den Garrot, en el tramo de litoral que se extiende hacia el Caló den Burgit.

A pesar de la distribución aparentemente aleatoria de estas estructuras, la mayoría de ellas exhibe un rasgo característico: la chimenea central del colapso da lugar a prominencias de la línea de costa, debido a su mayor resistencia a la erosión marina. Aunque esta circunstancia queda mejor documentada en los abundantes materiales gráficos que se reúnen en el anexo fotográfico, la Figura 33 nos muestra un ejemplo paradigmático de esta situación, representado por el gran colapso cercano al Niu de s'Àguila, el más meridional de los recogidos en la cartografía adjunta del área. Es posible observar, en esa representación esquemática, cómo los niveles superiores de la formación Calizas de Santanyí (facies oolíticas y estromatolíticas) describen una acentuada deformación en U muy abierta, en la vertical de un cuerpo central fuertemente brechado; estas brechas se encuentran cohesionadas por gruesas capas de cemento calcítico, hecho que confiere una notable consistencia a la zona central del colapso. A ambos lados, las capas correspondientes a las facies de manglares se inflexionan hacia el interior de la chimenea central, presentando una muy intensa fracturación —cuyos planos buzan, de manera centrífuga, en direcciones

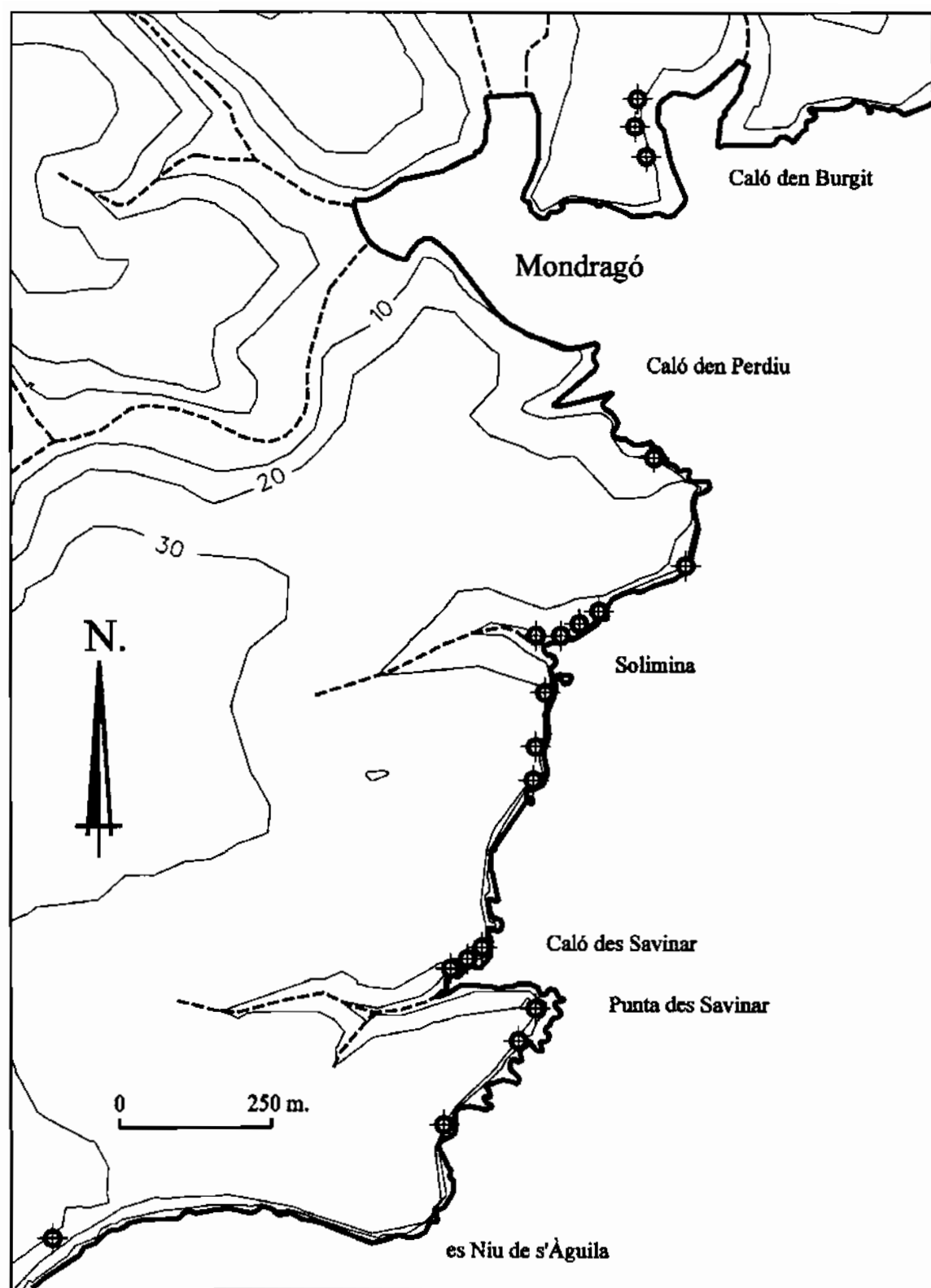


Figura 32: Cartografía que recoge la situación de los principales colapsos paleokársticos reconocidos en el litoral próximo a Mondragó (Santanyí).

opuestas al centro del colapso— la cual está ligada a la notable deformación de estas capas basales del Complejo Terminal. Como consecuencia de todo ello, el cuerpo central y prominente del colapso se halla flanqueado por cuevas de erosión marina, que aprovechan los sectores más deformados y fracturados de los niveles inferiores de las Calizas de Santanyí.

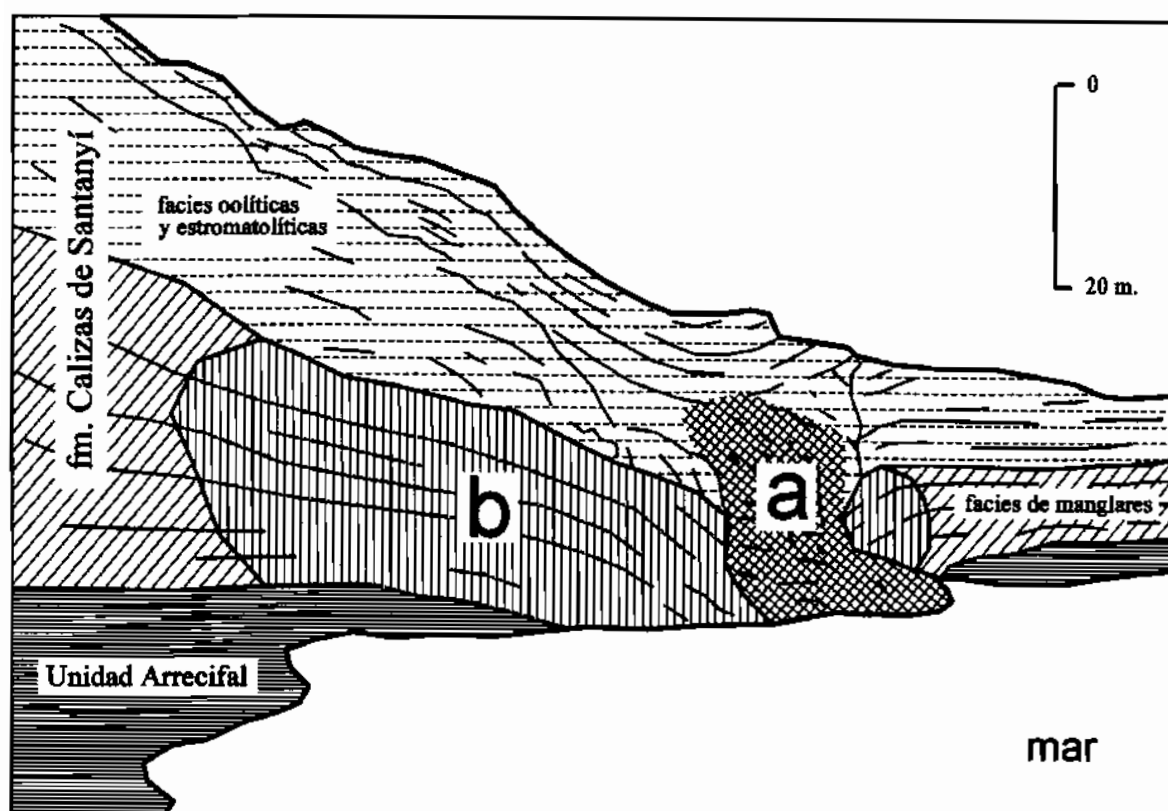


Figura 33: Esquema interpretativo del gran colapso paleokárstico cercano al Niu de s'Àguila (Santanyí), elaborado a partir de una fotografía tomada desde la propia ribera marina. Un croquis topográfico de esta localidad se halla incluido en la Figura 63.

Obsérvese la marcada curvatura de las capas superiores, en la vertical del centro del colapso. Su chimenea central (a) —constituida por brechas heterométricas muy cementadas— ocasiona una prominencia notable de la línea de costa, a causa de la mayor resistencia que ofrece a la erosión costera; a ambos lados de ella se localizan sendas cuevas marinas (b), que aprovechan las zonas intensamente deformadas y fracturadas existentes en los flancos del colapso.

El resultado morfológico descrito ahora, en base a la representación esquemática de la Figura 33, aparece reflejado con mayor detalle en la topografía incluida en la Figura 63 al tratar de las cuevas marinas. Esta

clase de situaciones, llevadas a casos extremos, pueden explicar la génesis de arcos litorales, como el existente entre Solimina y el Caló den Perdiu, visible con claridad desde la vertical del Illot de Solimina.

La casuística descrita hasta el momento es generalizable a la práctica totalidad de los colapsos del área de Mondragó (ver mapa en la Figura 32); aún así existen evidencias que denotan un comportamiento ambivalente de estos fenómenos, en lo que respecta a sus repercusiones en la morfología costera. En este sentido, aunque en el sector de costa estudiado los colapsos constituyen enclaves de mayor resistencia a la dinámica marina —originando prominencias litorales, como ya se ha visto—, en otras localidades del este de la isla el comportamiento ha sido diferente, desarrollándose penetraciones marinas debidas a la erosión preferencial de estas formas paleokársticas.

Este comportamiento dicotómico, que se está planteando ahora, queda bien ilustrado por la Figura 34. En ella es factible comprobar cómo en el litoral de Santanyí estos fenómenos originan convexidades de orden métrico a decamétrico de la línea costera, correspondientes a las chimeneas centrales de los colapsos (Figura 34A). Esta disposición es bien visible en el ejemplo ya descrito del Niu de s'Àguila (en el centro de la viñeta), o incluso en el propio saliente de la Punta des Savinar, la cual coincide con la presencia de un gran colapso dotado de un imponente cuerpo de brechas, muy cementadas y con clastos de tamaño decimétrico a métrico. Por el contrario, en el litoral cercano a Portocristo (Figura 34B) se aprecian amplias inflexiones cóncavas de la costa, atribuibles al vaciado prioritario de las depresiones centrales de algunos extensos colapsos; en los ejemplos de la figura citada, éstos poseen magnitudes entre decamétricas y hectométricas. Asimismo, algunas otras penetraciones marinas que no se corresponden estrictamente con las calas típicas —como podría ser el caso de s'Algar, en Portocolom (Felantix)— son susceptibles de ser relacionadas con mecanismos de erosión marina diferencial, actuando con preferencia sobre determinadas estructuras de colapso.

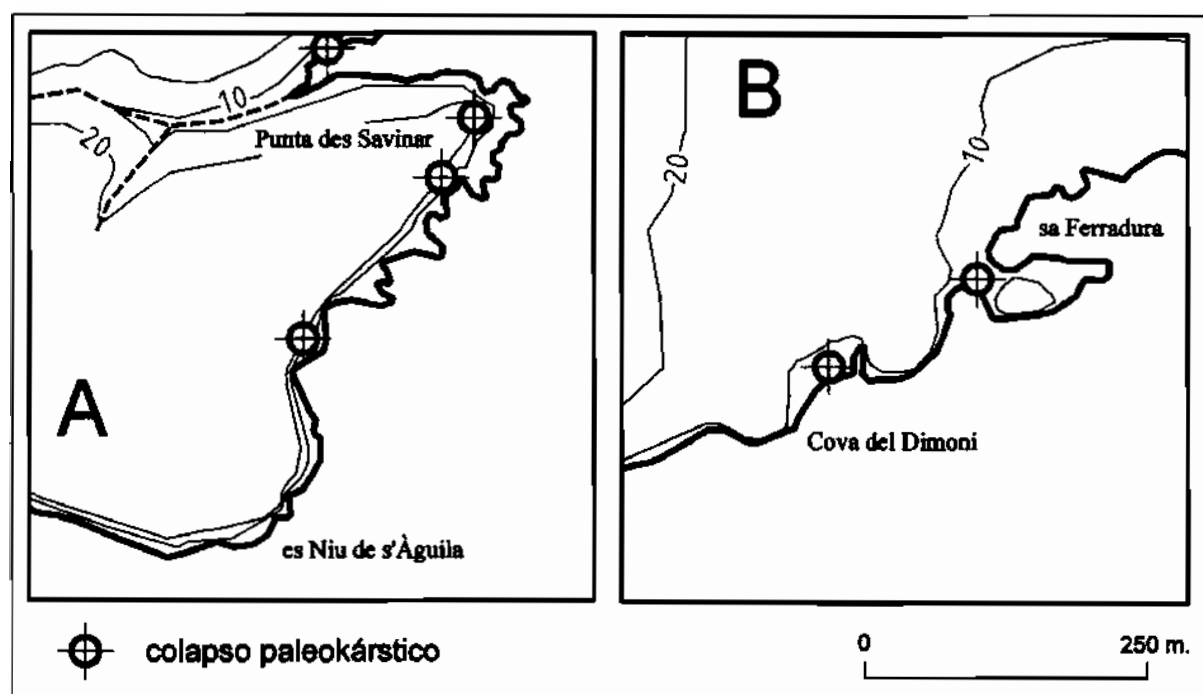


Figura 34: Cartografía de dos sectores diferentes del litoral oriental de Mallorca, que pretende poner de manifiesto el comportamiento ambivalente de los colapsos paleokársticos en cuanto a su repercusión en la morfología de detalle de la línea de costa. Escala aproximada 1/6.000.

A: en las cercanías de Mondragó (Santanyí) estas manifestaciones paleokársticas se muestran resistentes a la erosión marina, dando lugar a prominencias litorales; en concreto, la protuberancia situada en el centro del recuadro corresponde al colapso de las Figuras 33 y 63.
B: al norte de Portocristo, diversas penetraciones irregulares de la costa se relacionan con la erosión preferencial de este tipo de fenómenos paleokársticos.

La ambivalencia que estas formas paleokársticas pueden presentar, en cuanto a su repercusión en la morfología de detalle de la franja costera, está todavía por abordar en profundidad a la búsqueda de explicaciones morfogenéticas concluyentes. De momento la principal relación causal argumentable radica en factores morfológicos, sedimentarios y evolutivos de los diferentes colapsos, que resultan controlados por las características litológicas de las facies involucradas en ellos. Concretando más, en el litoral de Mondragó los colapsos interesan los niveles superiores de las Calizas de Santanyí (depósitos oolíticos), originándose importantes cuerpos de brechas cohesionadas por abundante cemento calcítico. Esta situación se traduce en una conducta resistente frente a la erosión marina, que ocasiona numerosas convexidades y protuberancias costeras.

En un contexto bastante diferente, según nos desplazamos hacia el norte, la unidad Calizas de Santanyí aflora de manera muy esporádica en las cercanías de Portocristo, haciéndolo sobre todo en las depresiones de algunas de estas formas paleokársticas, como por ejemplo en Cala Murta (FORNÓS, 1991) o en el paraje de sa Ferradura (Figura 34B). En esta última localidad, situada entre Portocristo y Cala Petita (Manacor), los materiales involucrados en los colapsos son mayormente los niveles basales del Complejo Terminal, produciéndose brechas poco cementadas y con abundante matriz, erosionables con relativa facilidad por la dinámica litoral. De esta manera, las estructuras que nos interesan se materializan aquí en inflexiones cóncavas de la línea de costa, las cuales forman reducidas ensenadas (como sa Ferradura) cuya morfología poco tiene que ver con las calas clásicas.

Con independencia de las consideraciones de cariz geomorfológico que se han intentado reunir en este apartado, el paleokarst fini-mioceno del sur y levante de Mallorca constituye un campo sobre el que resta mucho trabajo por hacer. Es preciso profundizar tanto en la génesis y características de los fenómenos paleokársticos observables, como en la posible incidencia que estas formas heredadas tienen en los sistemas morfogenéticos activos durante el Plioceno y el Cuaternario.

4. EL ENDOKARST DEL LEVANTE DE MALLORCA

4.1. Los mecanismos genéticos responsables de las cavidades investigadas

En este capítulo se aborda la interpretación geomorfológica del endokarst del Levante mallorquín, intentando al mismo tiempo sistematizar los procesos espeleogenéticos que lo han configurado. Para lograr estos fines, se propone una clasificación de los fenómenos subterráneos de Mallorca basada en el contexto hidrogeológico en el cual se han generado las cavidades, aportando asimismo datos sobre la distribución espacial de las distintas categorías de simas y cuevas en las distintas áreas kársticas de la isla. Se ha optado por hacer extensiva esta clasificación al conjunto de la mayor de las Baleares, con la exclusiva finalidad de permitir una mejor individualización de las características de las cavidades subterráneas en las dos regiones naturales que conforman el área en estudio: las montañas de las Serres de Llevant y la plataforma costera del Migjorn.

La bibliografía centrada en la descripción morfológica del endokarst en nuestro ámbito geográfico es bastante extensa, tal como queda patente en las numerosas referencias incluidas en GINÉS & GINÉS (1987a, 1989b) y GINÉS (1995b). Por el contrario, no son demasiado numerosos los trabajos que hagan referencia a los mecanismos espeleogenéticos responsables de la formación de las cuevas de Mallorca, temática a la cual nos acercaremos ahora con un cierto detenimiento.

Las publicaciones más antiguas que tratan de esta cuestión se remontan a finales del siglo XIX (LOZANO, 1884; GAY & CHAMPSAUR, 1885), y están impregnadas de ciertas dosis del catastrofismo aún imperante en buena parte de la literatura geológica del momento. De esa misma época merece una mención especial la obra de MARTEL (1896) quien, con muy

poco acierto, atribuyó la génesis de las Coves del Drac a la acción erosiva estrictamente mecánica producida por las aguas marinas. Este hecho propiciará que, como reacción contra aquellas ideas, casi toda la bibliografía posterior sobre la materia —publicada sobre todo durante la primera mitad del presente siglo— se dedique a sugerir diversas modalidades de excavación de las cuevas cercanas a Portocristo por medio de la actuación de las aguas subterráneas continentales (MAHEU, 1912; DARDER, 1925; FAURA Y SANS, 1926; JOLY & DENIZOT, 1929).

Las aproximaciones recientes a la génesis de las formas subterráneas del karst mallorquín son inclusive más escasas. Mencionaremos el no demasiado afortunado intento de sistematización espeleogenética realizado por ENCINAS *et al.* (1974), así como la clasificación tipológica de las cavidades de la isla propuesta por GINÉS & GINÉS (1987a) la cual tiene connotaciones genéticas que pueden resultar de interés.

Para finalizar esta breve introducción histórica, nos hemos de referir a la reciente publicación de un modelo espeleogenético y evolutivo que intenta explicar las peculiaridades de la karstificación del Migjorn de Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1992). Este modelo obviamente no contempla la génesis marina sugerida para las Coves del Drac a finales del siglo XIX, sino que enfatiza tanto el activo papel geoquímico de la zona freática de mezcla entre aguas continentales y marinas, como las particularidades evolutivas del endokarst litoral.

En estas páginas se procurará aportar informaciones válidas, aunque bastante generales, sobre las características y el origen de las numerosas cavidades subterráneas de Mallorca. Para intentar conseguirlo, se propondrá una clasificación espeleogenética de las cavidades de la isla, aportando también datos sobre la distribución espacial de las distintas categorías de cuevas y simas que se han distinguido en el texto. Es necesario consignar que no se intentará hacer una sistematización morfológica detallada de las cavidades de nuestro entorno geográfico; tan sólo se pretende exponer un

esquema que, con simplicidad y coherencia, explique cuáles son los procesos responsables de la génesis de las formas subterráneas, tan abundantes en nuestro variado karst insular. Como ya se ha dicho, la clasificación utilizada abarcará la totalidad de las diferentes regiones kársticas mallorquinas (GINÉS & GINÉS, 1977; 1989b), con la clara intención de resaltar de manera notoria las peculiaridades propias del endokarst en nuestro litoral oriental.

Para más precisiones sobre cuestiones morfológicas, espeleométricas y geográficas de las cavidades mallorquinas, se puede consultar la abundante bibliografía incluida en GINÉS & GINÉS (1987a) así como los numerosos artículos aparecidos a lo largo de más de veinticinco años en las páginas de la publicación *Endins* (1974-2000). Por lo que respecta a la evolución cuantitativa del conocimiento espeleológico de la Serra de Tramuntana, remitimos al lector interesado a los trabajos publicados de inventariación de las cavidades baleares (TRIAS *et al.*, 1979; ENCINAS, 1997).

4.1.1. Propuesta de una clasificación espeleogenética de las cavidades de Mallorca

El esbozo de una clasificación espeleogenética de las cuevas y simas de Mallorca es una tarea que no está exenta de algunas dificultades. Los problemas con los que nos hemos encontrado al realizar esta labor son de diversos tipos, y a ellos nos referiremos seguidamente de manera abreviada.

Hay que tener presente, por una parte, que la gran mayoría de la literatura dedicada a la espeleogénesis, como manifestación geomorfológica interna del proceso de karstificación, se ha centrado en el conocimiento de la formación y evolución de los sistemas espeleológicos: es decir, de las grandes cavernas —o conjuntos de cuevas más modestas— integradas en una unidad de drenaje de las aguas subterráneas. Así, se han formulado numerosos modelos explicativos, más o menos afortunados y complejos

(LOWE, 1992; KLIMCHOUK *et al.*, 2000), de entre los cuales destaca el elaborado por FORD (1965) y complementado más tarde por FORD & EWERS (1978). Estos autores relacionan, de manera coherente, la disposición espacial y la morfología de los sistemas espeleológicos con las variaciones a lo largo del tiempo de las condiciones hidrogeológicas del macizo kárstico; las cuales vienen a su vez condicionadas, entre otros factores, por el progresivo incremento de la frecuencia de fisuras funcionales desde el punto de vista hidrológico.

En Mallorca prácticamente no se puede hablar de auténticos grandes sistemas subterráneos penetrables por el hombre. De hecho son escasas las cavidades que tienen un desarrollo superior al kilómetro, y sólo algo más de media docena de ellas superan los 2.000 metros de recorrido horizontal; así pues, es posible afirmar que la mayoría de las cuevas y simas de la isla constituyen fenómenos endokársticos de magnitudes realmente modestas. Por estos motivos la significación espeleogenética de buena parte de nuestras cavidades es confusa al tratarse, ya sea de formas subterráneas de poca relevancia, o bien de manifestaciones bastante fragmentarias de antiguos sistemas espeleológicos muy evolucionados en el tiempo.

A las dificultades ya citadas, hay que añadir otras no menos importantes. Por un lado, cualquier intento de clasificación de los fenómenos naturales implica un notable esfuerzo de simplificación, al haber de encasillar elementos complejos que pueden participar de manera diversa de los rasgos definitorios de varias de las categorías establecidas. Por otra parte, las últimas fases de la evolución morfológica de las cavidades kársticas llevan inherente la actuación de una serie de mecanismos (hundimientos de bóvedas y paredes, estalagmitización...) que tienden a homogeneizar la apariencia de los vacíos pre-existentes, con total independencia de los procesos espeleogenéticos que los originaron. En el caso de Mallorca, son frecuentes las cuevas en las cuales la relevancia de las morfologías asociadas al desprendimiento de bloques rocosos —producto de los reajustes mecánicos de las paredes y los techos de la cavidad— llega a borrar todos los vestigios de fases evolutivas precedentes;

este hecho, junto con la exuberancia que suelen presentar los depósitos estalagmíticos en las cuevas mallorquinas, no es nada favorable al conocimiento espeleogenético de nuestro endokarst.

A la hora de establecer la presente clasificación genética de las cuevas y simas de la isla, se ha optado por la utilización de un criterio similar al adoptado con más frecuencia en los manuales recientes sobre geomorfología kárstica (FORD & WILLIAMS, 1989; JENNINGS, 1985; SWEETING, 1972; WHITE, 1988). De esta manera, se han distinguido cuatro categorías principales basadas sobre todo en el contexto hidrogeológico en el cual se ha producido la génesis de las cavidades observadas. Las categorías espeleogenéticas establecidas, junto con los tipos de cavidades representados en cada una de ellas, aparecen recogidos en la Tabla 6. Seguidamente nos ocuparemos de glosar por separado el contexto morfo-hidrogeológico propio de las distintas clases propuestas, así como de describir las tipologías de simas o cuevas que las integran.

Tabla 6:
Clasificación
espeleogenética
de las cuevas y
las simas de
Mallorca.
Se indica la
abundancia
relativa de las
distintas
tipologías en las
principales
regiones kársticas
de la isla.

Contexto morfo-hidrogeológico	Tipos de cavidades	Calizas mesozoicas plegadas		Calcaremitas miocenas post-orogénicas
		Serra de Tramuntana	Serras de Llevant	Migjorn
Simas vadosas	Simas de disolución vadosa	●	○	
	Simas de origen mecánico	●	○	
Cuevas situadas en la zona vadosa	Cuevas clásicas	●	○	
	Cuevas estructurales	●		
Cuevas freáticas	Galerías de drenaje	●		
	Cuevas laberínticas	○	○	○
Cuevas litorales	Cuevas de la zona de mezcla costera	○	○	●
	Cuevas kárstico-marinas	○	○	●

○ presencia ● abundancia

SIMAS VADOSAS

Dentro de esta categoría se incluirán todas las cavidades verticales cuya formación inicial —y su evolución posterior— ha tenido lugar íntegramente en la *zona vadosa* del karst (denominada también *zona de infiltración*); es decir, en la parte superior del macizo calcáreo (Figura 35), la cual se halla presidida por una rápida circulación vertical de las aguas meteóricas. En la mayoría de los casos, son simas de disolución que alcanzan con relativa frecuencia profundidades superiores al centenar de metros. En este primer gran grupo se diferencian las siguientes tipologías:

Simas de disolución vadosa. Se trata, sin duda, del tipo de cavidad mejor representado en la isla, en particular en la Serra de Tramuntana. Incluye todo un variado conjunto de simas generadas por disolución en la zona vadosa, como resultado del drenaje en profundidad de las precipitaciones. En este contexto nos encontramos desde pequeños pozos que abundan en los campos de lapiaz, hasta algunas simas situadas en las cotas superiores de las montañas y dotadas de una morfología que hace patente una importante alimentación nival, pasando por las numerosas y mayores cavidades verticales de disolución asimilables a los *gouffres d'absortion* —simas de absorción— de GÈZE (1953).

Estas últimas simas están formadas por uno o varios vacíos de tendencia vertical, asentados sobre fracturas, los cuales uniéndose entre sí pueden alcanzar en la Serra de Tramuntana desniveles superiores a los doscientos metros. Algunas de las unidades verticales que integran estas cavidades forman impresionantes pozos de más de 100 metros de profundidad como es el caso del Avenc Fonda, en Pollença (GINÉS & GINÉS, 1979) u otras importantes cavidades del término de Escorca como el Avenc de s'Aigo, el Avenc d'Escorca (GRUP ESPELEOLÒGIC EST, 1982; 1986), o el Avenc des Travessets —en las montañas de Artà— con su espectacular único pozo de 145 metros de vertical absoluta (GINÉS, 1975).

Simas de origen mecánico. Son simas de planta rectilínea y desnivel ocasionalmente notable, cuya génesis se ve condicionada por los procesos

de distensión mecánica que afectan a las elevaciones montañosas de las sierras mallorquinas. En unas ocasiones se trata de grietas paralelas y muy cercanas a grandes acantilados, provocadas por el despegue gravitacional de la masa rocosa próxima al frente del acantilado. Serían las *fentes de décollement* —grietas de despegue— de RENAULT (1967), o lo que GÈZE (1953) denomina *gouffres tectoniques* (simas tectónicas).

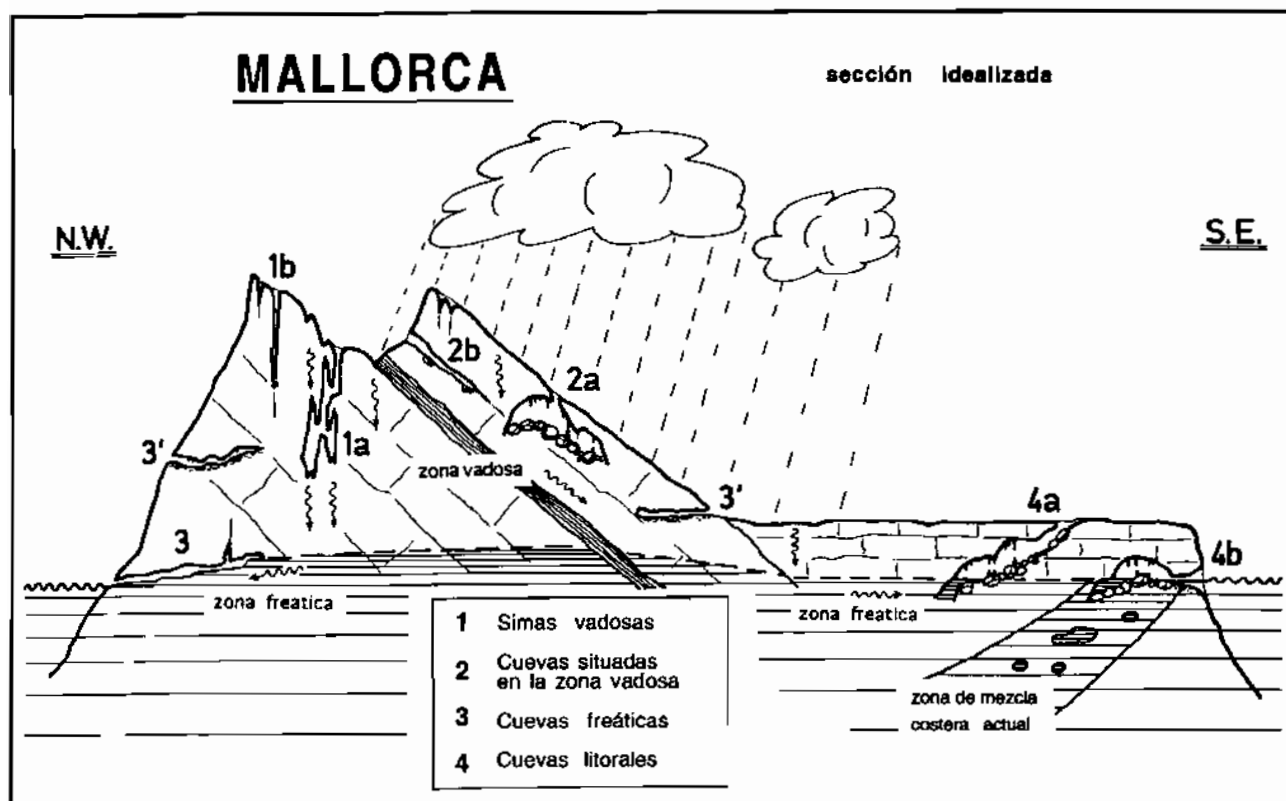


Figura 35: Representación esquemática de los tipos de cavidades presentes en Mallorca, realizada sobre un perfil ideal de la isla. 1a: sima de disolución vadosa; 1b: simas de origen mecánico; 2a: cueva clástica; 2b: cueva estructural; 3: cueva freática, todavía con actividad hidrológica; 3': cuevas freáticas antiguas; 4a: cueva de la zona de mezcla costera, morfológicamente muy evolucionada; 4b: cueva kárstico-marina.

En otros casos son simas que, sin estar ligadas directamente a la presencia de acantilados, representan importantes fracturas penetrables de tendencia subvertical casi sin retocar por los procesos de karstificación. Las cavidades de estas características abundan en algunas elevaciones de la Serra, como la Mola des Ram entre las poblaciones de Esporles y

Puigpunyent. El ejemplo más notable de este tipo de simas es probablemente el Avenc de ses Papallones (TRIAS, 1979a), situado en el término municipal de Bunyola, que alcanza un desnivel vertical de -142 metros.

CUEVAS SITUADAS EN LA ZONA VADOSA

Esta clase agrupa diversas tipologías de cavidades de tendencia horizontal, que participan de dos rasgos definitorios comunes: su morfología actual impide dilucidar cómo eran los vacíos iniciales que originaron las cavernas, y además éstas se encuentran en la actualidad integradas en la zona vadosa del macizo kárstico (Figura 35). Lógicamente, no es posible descartar una pretérita fase de excavación en régimen freático de aquellos vacíos primigenios; se trataría en este caso de lo que BÖGLI (1980) califica de *cueva vadosa secundaria*, en contraposición con la anterior categoría de simas cuyo carácter vadoso es netamente primario. Se pueden distinguir dos tipos principales de cuevas que reúnen los rasgos característicos citados:

Cuevas clásticas. La morfología de estas cavernas está condicionada del todo por la presencia de grandes acumulaciones de bloques, los cuales son el resultado de desprendimientos rocosos que afectan a las bóvedas y paredes de las cavidades. Estos mecanismos se designan habitualmente en la bibliografía espeleológica hispana bajo la expresión, no demasiado afortunada, de *procesos clásticos* (MONTORIOL-POUS, 1951) correspondiendo asimismo al término *incasion* propuesto por BÖGLI (1980).

En muchas cuevas de la isla la magnitud de esos fenómenos es tal, que no quedan vestigios de cómo eran los vacíos iniciales generados a lo largo de las primeras fases de excavación de la cavidad; las Coves Petites, en Capdepera, serían un buen ejemplo de la presente tipología (Figura 36). Como ya ha sido insinuado antes, tampoco se puede rehusar un pretérito origen freático para estas cavernas, si bien su aspecto actual no aporta ninguna evidencia que lo sustente.

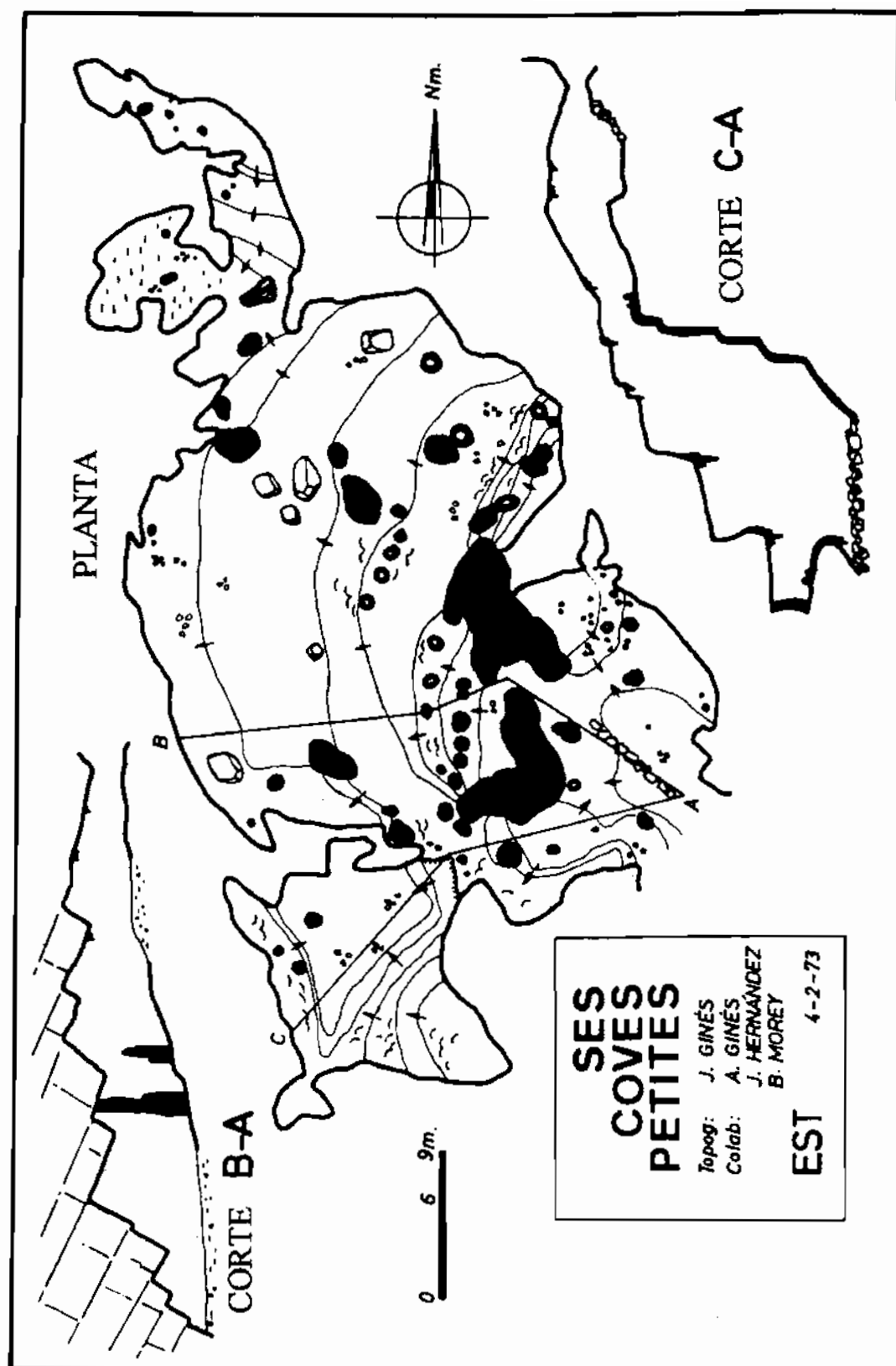


Figura 36: Topografía de las Coves Petites (Capdepera), pequeña cavidad excavada en las calizas mesozoicas del Cap Vermell y abierta en las cercanías de las turísticas Coves d'Artà.

Obsérvese la actuación, a favor de las juntas de estratificación, de intensos mecanismos de ajuste mecánico de las bóvedas. Esta localidad alberga paleoniveles de espeleotemas freáticos a alturas comprendidas entre +30 y +46 metros s.n.m., correspondientes a antiguas estabilizaciones del mar Mediterráneo.

Las cuevas encuadrables dentro de este grupo presentan en general una trayectoria subhorizontal y una decoración estalagmítica destacable; en algunos casos sus salas alcanzan unas magnitudes tridimensionalmente notorias. El ejemplo más representativo es sin duda la Cova de sa Campana (Escorca), que es la cavidad más profunda de Mallorca con un desnivel de - 304 metros, y en la cual alguna de las salas sobrepasa los 100.000 m³ de volumen (BARRERES *et al.*, 1976; MIR & TRIAS, 1973). Hemos de mencionar también la existencia de unas pocas simas, como el Avenc de Son Pou (Santa Maria del Camí), constituídas por espaciosas salas subterráneas accesibles mediante aperturas de hundimiento situadas en el cenit de la bóveda (THOMAS-CASAJUANA & MONTORIOL-POUS, 1952); estas formas endokársticas se corresponderían con los *gouffres d'effondrement* —simas de hundimiento— de GÈZE (1953).

En relación con los procesos clásticos y las morfologías que se derivan de su actuación, conviene aludir ahora al siguiente hecho: casi todas las tipologías subterráneas que se describen más adelante participan, en mayor o menor grado, de los rasgos definitorios de lo que hemos convenido en denominar *cuevas clásticas*. No obstante, en unos casos la pervivencia de vestigios de los vacíos iniciales que originaron las cavidades, o en otras ocasiones la especificidad de su contexto morfo-hidrológico actual, permiten que determinadas cavernas puedan ser adscritas a otros tipos espeleogenéticos dotados de un contenido mucho más concreto y diferenciado. Por poner un ejemplo, ésta sería la situación de la Cova des Pont, en Manacor (Figura 37), cuya acceso permitiría clasificarla como una sima de hundimiento, si bien la morfología y encuadre hidrogeológico de sus amplias salas aconsejan asignarla a la tipología específica constituida por las cuevas de la zona de mezcla litoral.

Cuevas estructurales. En este grupo entran diversas cuevas, existentes sobre todo en la Serra de Tramuntana, y que consisten en grandes salas subterráneas o sucesiones de amplias cámaras provistas de una tendencia general descendente, como sucede en las Coves de Son Berenguer

(MONTORIOL-POUS, 1962) en el término de Santa Maria del Camí. Las salas mencionadas se desenvuelven a favor de importantes discontinuidades estructurales subhorizontales, por ejemplo fallas o con más frecuencia planos de cabalgamiento. Estas cavidades han sido retocadas en mayor o menor medida por procesos clásticos, así como por depósitos estalagmíticos relativamente abundantes, persistiendo no obstante en su volumetría el control estructural que les es definitorio. Cavernas como la Cova de ses Meravelles (Bunyola), la Cova Morella y la Cova de Can Sion (Pollença) o la Cova de sa Tossa Alta (Escorca) representan exponentes característicos de esta tipología.

CUEVAS FREÁTICAS

Aunque no son demasiado numerosas, en las distintas regiones kársticas de la isla hay cuevas que denotan una génesis producida por disolución en régimen freático. Nos encontramos ante formas de conducción excavadas originariamente en la banda inferior del macizo kárstico, en la cual todos los vacíos existentes —porosidad tanto de origen primario (poros, espacios entre los granos...) como secundario (fracturas, cavidades de disolución)— están saturados de agua de manera permanente. Es la *zona freática*, o zona de saturación, donde el drenaje hipogeo se organiza en sentido horizontal, en dirección a las surgencias encargadas de evacuar las aguas que circulan por el interior del sistema kárstico (Figura 35).

En la Serra de Tramuntana, algunas de las cavidades pertenecientes a esta categoría son todavía activas en lo que atañe a su funcionalidad hidrológica, y se ven recorridas hoy en día por pequeños flujos subterráneos perennes; éste es el caso, por ejemplo, de la Cova dels Estudiants (ROMERO, 1975) en el municipio de Sóller o de la Cova de les Rodes, en Pollença (ENCINAS, 1972). No obstante, la mayoría de las veces estos aparatos endokársticos han quedado desconectados de la circulación subterránea activa, como consecuencia de la evolución geomorfológica del sistema kárstico, y han sufrido a menudo una intensa evolución morfológica ocurrida ya en un medio vadoso (procesos clásticos, formación de

espeleotemas...). Dentro de la clase espeleogenética que nos ocupa, se distinguirán:

Galerías de drenaje. Se trata de cuevas constituidas por galerías rectilíneas, no demasiado ramificadas, con abundantes morfologías redondeadas de disolución en régimen freático (cúpulas, etc). Tal y como se ha mencionado anteriormente, a veces discurren por su interior pequeñas corrientes hídricas; es el caso, por citar otro ejemplo, de la Cova des Torrent de Cúber (Escorca). En otras ocasiones son aparatos no funcionales —la Cova de Canet (Esporles), la Cova de Cal Pessó (Pollença), y las grandes galerías del Avenc de Fra Rafel, en el término de Escorca (TRIAS *et al.*, 1990), o de las Coves d'Artà, en Capdepera— que dan cuenta de la compleja y dilatada historia geomorfológica de los relieves de nuestra isla.

Cuevas laberínticas. Este tipo de cavidad, por lo general de dimensiones reducidas, está integrado por pequeños fragmentos inactivos de redes laberínticas de conductos, excavados en otro tiempo en la zona inundada del macizo kárstico. La Cova de Son Burguet (Puigpunyent) es un ejemplo bastante representativo, al igual que el laberinto inicial de la Cova de les Rodes (Pollença), o la Cova den Tocahores (Petra) localizada en las faldas del Puig de Bonany.

Tanto en la presente tipología como en la anterior (que pueden coexistir dentro de un mismo sistema espeleológico), el origen freático de la excavación de los vacíos primigenios es del todo evidente, a pesar de la ulterior evolución vadosa experimentada por las cavidades en cuestión. En ambos casos parece tratarse de una génesis freática poco profunda, relacionada frecuentemente con la banda de fluctuación del plano de las aguas subterráneas, o zona epifreática.

CUEVAS LITORALES

Entran en la presente categoría toda una interesante gama de cuevas cuyo origen y posterior evolución morfológica están condicionados, de

manera directa o indirecta, por la proximidad relativa de la línea de costa (Figura 35); obviamente, estas cavidades comparten rasgos morfogenéticos tanto con las cavernas freáticas como con las cuevas de desarrollo clástico abundantes en la zona vadosa. Es ésta una clase espeleogenética bien representada en algunas de las áreas kársticas de la isla, en particular en la región natural del Migjorn. En general las cuevas litorales son todavía poco conocidas, debido en gran medida al carácter de difícil accesibilidad que caracteriza a buena parte de nuestras costas; el progreso de las exploraciones en las cuevas marinas y submarinas de Mallorca puede aportar interesantes novedades en sus distintas áreas geográficas. Dentro de la categoría de las cuevas litorales diferenciaremos las dos tipologías siguientes:

Cuevas de la zona de mezcla costera. Las numerosas formas endokársticas existentes en el Mioceno post-orogénico del Sur y del Levante de Mallorca ofrecen unas características del todo peculiares que, como ya se ha indicado al comienzo de este capítulo, han sido objeto de bastante atención desde finales del siglo pasado. Por tanto, esta tipología —tal y como la describiremos seguidamente— se circunscribe a la citada región kárstica del Migjorn, aunque en los materiales calizos mesozoicos de las Serres de Llevant también se pueden constatar fenómenos similares.

En fechas recientes se ha sugerido un modelo genético para estas cavidades que contempla la formación de unos vacíos iniciales, generados por disolución en la zona freática litoral (GINÉS & GINÉS, 1992). Hoy en día está bien documentado el activo papel geoquímico de los ambientes freáticos costeros en rocas carbonatadas, con las consiguientes repercusiones espeleogenéticas y geomorfológicas que se derivan de los procesos de mezcla entre aguas continentales dulces y aguas marinas (BACK *et al.*, 1984).

Esas cavidades iniciales, excavadas en la zona de mezcla litoral, han experimentado durante el Pleistoceno sucesivos y generalizados

desprendimientos rocosos de sus paredes y techos, los cuales se alternan en el tiempo con intensos períodos de estalagmitización. Los procesos clásticos presentan un gran desarrollo que condiciona fuertemente la apariencia actual de esta clase de cavernas, siendo además estos fenómenos responsables de su apertura al exterior por medio de hundimientos en ocasiones bastante vistosos (Figura 37). La evolución más reciente de estas cavernas no ha sido ajena a las oscilaciones glacio-eustáticas del Mediterráneo, albergando rellenos muy específicos (espeleotemas freáticos, brechas osíferas...) de gran valor espeleocronológico y paleoclimático; asimismo, el nivel actual del mar determina la presencia de lagos subterráneos de aguas salobres, cuya superficie acusa la influencia de fluctuaciones menores como las mareas y otras oscilaciones marinas (barométricas...).

Las localidades más ilustrativas de la tipología descrita se localizan en los alrededores de Portocristo, en lugares como Can Frasquet (Manacor) donde se cuentan hasta 14 cuevas importantes —Coves del Pirata, Cova des Pont...— en una extensión de tan sólo 1 km² (TRIAS & MIR, 1977). Pero sin duda el ejemplo paradigmático está representado por las Coves del Drac, famosa gruta turística del término de Manacor que cuenta además con una extensa literatura espeleológica que hace referencia a ella (consultar en GINÉS & GINÉS, 1992). También formando parte de la región kárstica del Migjorn, la plataforma litoral que conforma las "marines" de los municipios de Llucmajor, Santanyí y Felanitx, contiene a su vez cuevas destacables como son, respectivamente, la Cova des Pas de Vallgornera (MERINO, 1993; 2000), la Cova des Drac de Cala Santanyí (GRÀCIA *et al.*, 1998b) y la Cova des Coll (GRÀCIA *et al.*, 1997).

Cuevas kárstico-marinas. En un medio insular como el nuestro son bastante abundantes las cavidades subterráneas que tienen su acceso en las proximidades de la línea de costa. En muchas ocasiones se trata de auténticas cuevas de génesis marina excavadas por la acción erosiva, mayoritariamente mecánica, ligada a la dinámica litoral de las aguas marinas. Estos fenómenos no ofrecen en sí mismos un excesivo interés en

relación a la finalidad de estas páginas, ya que son formas del todo ajenas a los procesos de karstificación.

No obstante, hay una categoría de cavidades —muy bien representadas en Mallorca— de génesis en buena parte marina y que además poseen un elevado interés geomorfológico. Es lo que MONTORIOL-POUS (1971a) denomina *capturas kárstico-marinas*, las cuales consisten en cavernas de un claro origen kárstico afectadas en mayor o menor grado por los procesos de erosión costera. Unas veces son simplemente cuevas kársticas con el orificio de acceso abierto gracias a la actuación de la dinámica litoral, como es el caso de la Cova de na Barxa (Capdepera) o de la Cova de Cala Falcó (Manacor). En otras ocasiones nos encontramos ante formas endokársticas casi destruidas del todo por la evolución morfológica de la línea de costa; el espectacular arco de la Cova Marina des Pont, en Manacor (TRIAS & MIR, 1977) es un excelente ejemplo de esta casuística. En el interior de las cavidades que reúnen las características descritas son frecuentes los depósitos sedimentarios, de gran valor espeleocronológico, en los que se intercalan complejas secuencias de espeleotemas junto con brechas osíferas y sedimentos diversos de origen marino.

La compleja gama de interferencias entre los modelados kárstico y costero, las cuales caracterizan a la categoría espeleogenética que hemos denominado como *cuevas litorales*, son objeto de atención detallada a lo largo de los sucesivos capítulos que completan esta memoria.

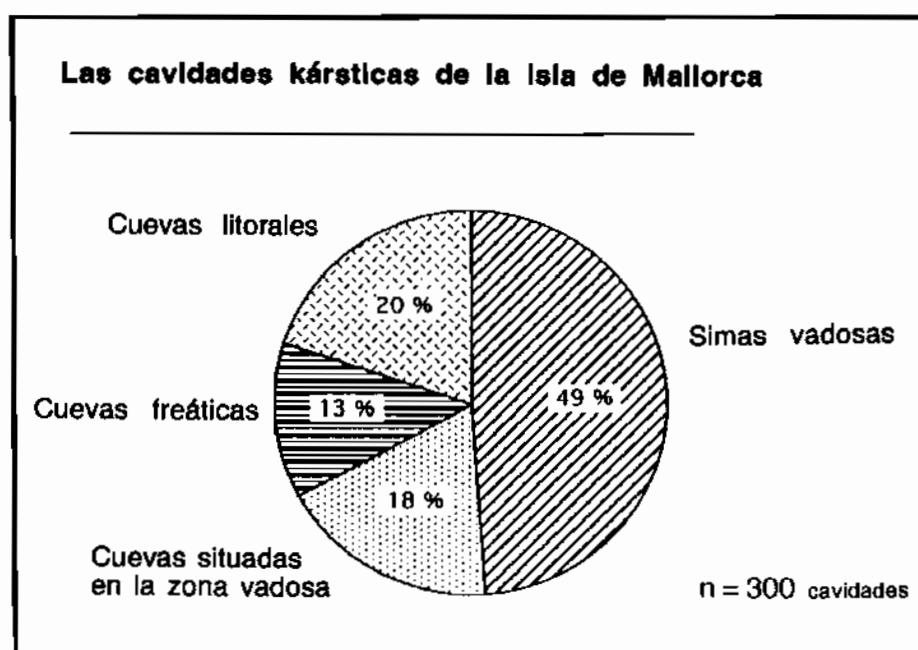
4.1.2. Distribución geográfica de cavidades y tipologías

Con la finalidad de sintetizar y hacer más fácilmente asimilable el contenido de las páginas precedentes, se ha considerado conveniente confeccionar sendos gráficos (Tabla 6 y Figura 35), que dan cuenta de las grandes categorías espeleogenéticas propuestas así como de las diferentes tipologías de cavidades que las integran. Hemos aprovechado la Tabla 6 para incluir en ella una valoración relativa sobre el grado de representación

de los distintos tipos de fenómenos subterráneos en las principales regiones kársticas de la isla. En este sentido, se expresa para cada tipo de cavidad su *abundancia* significativa o tan sólo su *presencia* ocasional; conviene consignar que, para elaborar la mencionada tabla, cuando una determinada tipología es francamente rara en una área geográfica concreta ha sido considerada como no presente en ella.

En lo que respecta a las dimensiones de las más de dos mil cuevas y simas conocidas hoy por hoy en Mallorca, éstas pueden ser calificadas de modestas: tan sólo unas ocho cuevas superan los dos kilómetros de desarrollo horizontal, y la profundidad máxima que alcanzan las cavidades supera en muy poco los 300 metros de desnivel.

Figura 38:
Distribución de las
cavidades
kársticas del
conjunto de la isla
entre las cuatro
grandes
categorías
espeleogenéticas
que se han
distinguido en el
texto.



Expondremos a continuación algunas consideraciones sobre la distribución espacial de las categorías espeleogenéticas diferenciadas en el texto. Los datos que se expresan se refieren a una población de trescientas cuevas y simas, que se consideran representativas tanto de las características morfológicas de las cavidades mallorquinas, como de su abundancia relativa respecto a la globalidad de los fenómenos subterráneos de la isla.

En cuanto a la distribución de las categorías espeleogenéticas propuestas, dentro del conjunto de Mallorca, es destacable el claro predominio de lo que hemos denominado *simas vadosas*. Esta categoría supone de hecho casi el 50 % de las localidades estudiadas (Figura 38), repartiéndose el resto de manera bastante equilibrada entre las otras tres categorías que hemos distinguido a lo largo de estas páginas. Es necesario dejar constancia de que este hecho viene condicionado por el gran peso espeleológico de la Serra de Tramuntana, región kárstica que incluye cerca del 70 % de las cavidades conocidas en la isla y en la cual predominan ampliamente las *simas vadosas*.

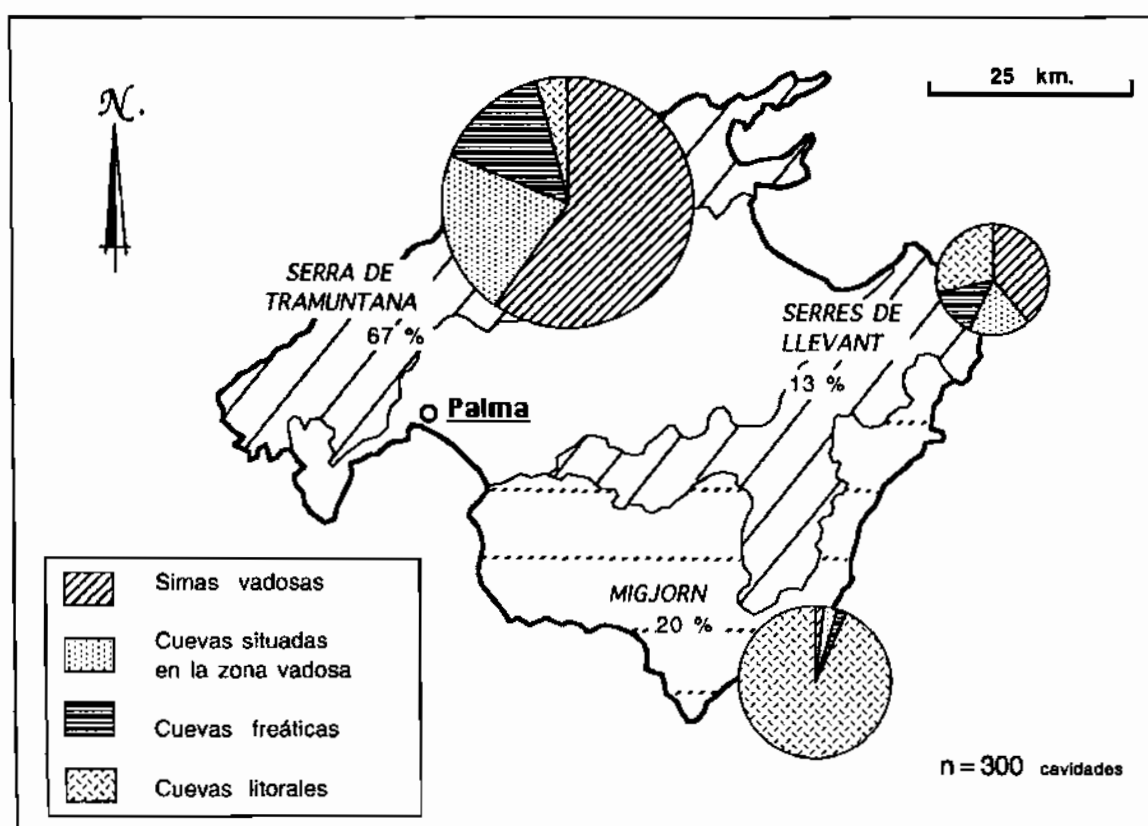


Figura 39: Distribución de las categorías espeleogenéticas propuestas, dentro de las tres principales regiones kársticas de Mallorca.

La situación es bastante diferente si observamos por separado las formas hipogeas de las principales regiones naturales de Mallorca (Figura 39). Mientras las cavidades de las Serres de Llevant se distribuyen con

relativa homogeneidad entre los grandes grupos espeleogenéticos considerados, la zona kárstica del Migjorn presenta en cambio un endokarst muy peculiar, caracterizado por el predominio casi total de la categoría que hemos distinguido con el término de *cuevas litorales*. En la Serra de Tramuntana (GINÉS, 1998b), por el contrario, se constata una abrumadora mayoría de *simas vadosas* seguidas, a bastante distancia, de las categorías que agrupan tanto las *cuevas situadas en la zona vadosa* como las *cuevas freáticas*; por el contrario, las *cuevas litorales* son bien poco conocidas como ya se ha dicho antes.

Las consideraciones expuestas ponen de manifiesto, pues, las características bien diferenciadas del endokarst en las diversas áreas geográficas de Mallorca. En lo que atañe a la zona objeto de nuestro interés, destaca la especificidad de la karstificación en el Mioceno Superior post-orogénico del Migjorn; esta región kárstica, aunque muy pobre desde el punto de vista de sus formas de superficie, constituye sin duda el territorio espeleológico por excelencia de la isla. Esta afirmación es válida tanto en lo referente al desarrollo espeleométrico de sus numerosas cavernas, como en lo que respecta a su acusado interés geomorfológico.

4.2. Diversos aspectos morfológicos y cronológicos del endokarst en el área en estudio

Una vez sistematizadas las cavidades subterráneas de Mallorca agrupándolas en un reducido abanico de categorías y tipologías espeleogenéticas —lo suficientemente limitado como para dar una visión concisa de las características de nuestro endokarst— será conveniente extenderse sobre algunos rasgos morfológicos omnipresentes en las cavidades que han servido de base a estas investigaciones. Así, en sendos apartados se tratan los mecanismos de reajuste mecánico que afectan a las bóvedas y paredes de las cavidades, así como los procesos de deposición de espeleotemas y sus morfologías resultantes; ambos aspectos, como ya se ha indicado, son claves al intentar la caracterización morfogenética de las cuevas de las dos regiones kársticas que forman parte del área en estudio: las Serres de Llevant y el Migjorn. Se dedica también un tercer apartado a exponer diversos datos espeleocronológicos bastante generales, con la finalidad de ir introduciéndonos en las posibilidades que ofrece este campo —las cuales son ampliamente desarrolladas en capítulos posteriores—, al mismo tiempo que servirán para situar en una escala temporal, de forma somera, la morfogénesis endokárstica de nuestra isla.

4.2.1. Los procesos de reajuste mecánico

La evolución morfológica de las cavidades subterráneas incluye la presencia de generalizados procesos de desprendimientos de bloques procedentes de los techos y paredes de los vacíos kársticos, que contribuyen de manera decisiva al desarrollo volumétrico de buen número de las cavernas existentes en los terrenos calcáreos. Estos fenómenos

(denominados en la bibliografía internacional bajo diferentes términos: *collapse*, *breakdown*, *incasion*...) representan una parte consustancial de la evolución de los cavernamientos kársticos de un modo asimilable, por lo extensivo, al papel que determinados mecanismos de evolución de vertientes juegan en el modelado epigeo de las distintas litologías y zonas climáticas del planeta.

Los manuales clásicos de geomorfología kárstica se ocupan ampliamente de las morfologías de hundimiento (BÖGLI, 1980; JENNINGS, 1985; FORD & WILLIAMS, 1989), al igual que lo hacen trabajos más específicos sobre los factores mecánicos en la evolución del karst (RENAULT, 1967; WHITE & WHITE, 2000). Estos fenómenos aparecen con frecuencia descritos, en la bibliografía en lengua castellana, bajo el discutible término de *procesos clásticos* (MONTORIOL-POUS, 1951); el mencionado autor propone una complicada clasificación de dichos procesos, que ha caído hoy en día totalmente en desuso. Aparte de la casuística particular que cada cavidad o macizo calcáreo puede representar, los conocimientos disponibles sobre espeleología física sitúan la existencia de hundimientos generalizados, y reajustes mecánicos de las bóvedas de las salas hipogeas, en el contexto de una fase de madurez evolutiva de la caverna; en esta etapa tendría lugar un fuerte crecimiento tridimensional de la cavidad, a causa de sucesivos hundimientos que, en muchos casos, desorganizarían una red de vacíos y conductos generados previamente en un medio freático.

La presencia de un vacío en el seno de la masa rocosa origina una reorganización de las líneas de esfuerzo que atraviesan el macizo calcáreo (Figura 40 a). Se crea así una zona descomprimida alrededor de la sección de las galerías hipogeas, donde potencialmente tendrán lugar sucesivos desprendimientos rocosos hasta alcanzar un perfil de equilibrio, coincidente con la cúpula de tensión (*tension dome*) teórica calculable para cada caso concreto (BÖGLI, 1980; FORD & WILLIAMS, 1989). Diversos factores intervienen en el desencadenamiento de los procesos de hundimiento y en las peculiaridades que éstos presentan. Entre estos factores, todos ellos relacionados con el comportamiento mecánico de los materiales rocosos,

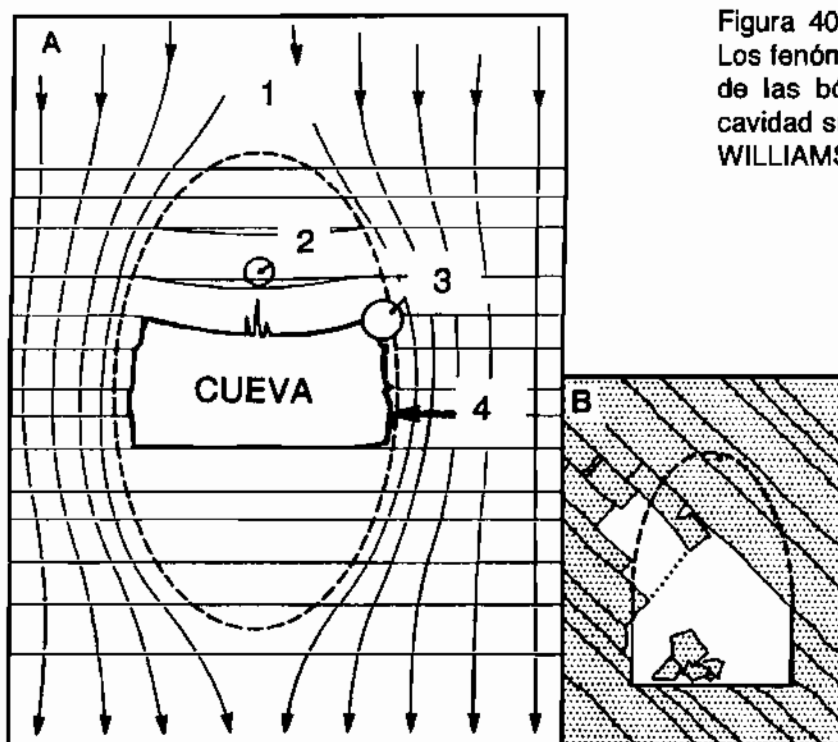


Figura 40:

Los fenómenos de reajuste mecánico de las bóvedas y paredes de una cavidad subterránea (según FORD & WILLIAMS, 1989; modificado).

A: Distribución de los esfuerzos alrededor de la sección de una galería, y perfil teórico de equilibrio o cúpula de tensión (*tension dome*). 1: líneas de esfuerzo; 2: zona de máxima tensión; 3: zona de cizallamiento máximo; 4: descompresión en las paredes de la galería.

B: deformación del perfil teórico de ruptura, a causa de las discontinuidades de la roca (por ejemplo, estratificación fuertemente inclinada).

mencionaremos: las características litológicas de la roca calcárea en la que está excavada la caverna; sus discontinuidades estructurales o sedimentarias (fracturación, estratificación...); la morfología y dimensión de los vacíos subterráneos existentes; así como la profundidad del cavernamiento en el interior del macizo kárstico. Veremos brevemente como actúan algunos de estos factores.

Las características litológicas y estructurales se muestran bastante decisivas en cuanto al comportamiento mecánico de la masa rocosa y, en consecuencia, a la forma de las galerías o salas resultantes. Materiales muy homogéneos y sin discontinuidades tenderán a producir perfiles de galerías y salas muy perfectos, gracias a la consecución de un acusado equilibrio entre las fuerzas de tensión y cizallamiento en las bóvedas de las cavidades. Por el contrario, depósitos calizos con una marcada estratificación horizontal darán origen a perfiles regulares pero escalonados, donde los sucesivos desprendimientos vendrán controlados por las discontinuidades existentes en el macizo; en otras disposiciones estructurales el comportamiento será radicalmente distinto (Figuras 40 b, y 36).

Los mecanismos de hundimiento tienden a desencadenarse en los lugares donde la dimensión horizontal de las galerías o salas no se corresponde con una componente vertical que se acerque a una forma de equilibrio mecánico, próxima al arco de medio punto. Así, es frecuente que estos procesos de colapso sean de mayor relevancia en los cruces o ensanchamientos de galerías subterráneas y, en general, en aquellos sitios donde las bóvedas de las cavidades presentan perfiles muy aplanados. El peso de la masa rocosa en la que se enclava una caverna afecta de modo decisivo a la estabilidad mecánica de los vacíos kársticos. Las líneas de esfuerzos constituidas por el peso del propio macizo calcáreo delimitan, en torno a galerías y salas, una zona libre de esfuerzos en la que la roca tiende a desgajarse en bloques más o menos laminares, paralelos a las bóvedas y paredes de las salas hipogeas. Bloques de estas características han sido observados en algunos puntos concretos del techo de las Coves del Drac (Manacor), ofreciendo fracturas muy abiertas paralelas a la sección de sus galerías. La profundidad del cavernamiento determinará la intensidad de las fuerzas generadas por la masa rocosa; de este modo, galerías muy profundas dentro del macizo kárstico tenderán a una forma algo apuntada u ojival, mientras salas más superficiales serán susceptibles de contener perfiles más rebajados (RENAULT, 1967; JENNINGS, 1985).

Conviene matizar que la mera actuación de los procesos de caída de bloques no implica en sí misma un crecimiento tridimensional de la caverna; en realidad los desprendimientos rocosos no hacen más que fragmentar, en espacios más pequeños, el volumen vacío ya existente (BÖGLI, 1980). Es necesaria la participación de mecanismos erosivos (disolución, erosión mecánica...) que actúen sobre los bloques desprendidos, para que tenga lugar el desarrollo volumétrico de la cavidad. Lógicamente, la presencia de procesos activos de hundimiento junto con una adecuada pérdida de masa de los acúmulos de fragmentos rocosos desprendidos de bóvedas y paredes, aparte de contribuir al crecimiento tridimensional de la cueva, originan además una emigración antigravitacional que, eventualmente, puede conducir a su apertura al exterior.

Comparando las características del endokarst de las dos regiones naturales que forman parte del área objeto de nuestra atención, se puede afirmar que los mecanismos de reajuste mecánico de techos y/o paredes (o *procesos clásticos* en el sentido de MONTORIOL-POUS, 1951) alcanzan mucha mayor relevancia en la región kárstica del Migjorn, aún estando también presentes en las cavidades de las calizas mesozoicas de las Serres de Llevant.

Los procesos clásticos en las cavidades del Migjorn. La morfología general de la práctica totalidad de las cuevas, ubicadas en la franja litoral del Migjorn, se encuentra condicionada en mayor o menor medida por el gran desarrollo de los procesos clásticos, si bien convenientemente camuflados por una decoración estalagmítica exuberante. Los materiales calcáreos del Mioceno Superior, que integran —en disposición tabular— la orla costera del Sur y Levante de Mallorca, ofrecen un comportamiento mecánico particular ligado a las características litológicas de estas rocas. Se trata de depósitos calcareníticos, correspondientes a ambientes de plataforma carbonatada somera, en los que destaca su alta porosidad y escasa resistencia desde el punto de vista geotécnico. El carácter poco consistente y fácilmente deleznable de la roca propicia unos importantes fenómenos de reajuste de las bóvedas, que en la actualidad son todavía relativamente activos. Algunos sectores de cavidades, como la "Sala Ignorada" de las Coves del Pirata (GARCÍA *et al.*, 1986), se muestran muy inestables a causa de cambios laterales en la roca encajante hacia facies menos coherentes; se han llegado incluso a producir daños personales, relacionados con la gran inestabilidad de los productos resultantes de la actuación de estos procesos.

La disposición horizontal de los estratos facilita la consecución, en algunos casos, de formas de equilibrio en las bóvedas de las cavernas, bastante perfectas y en ocasiones de una amplitud notable como la "Cúpula Moragues" de las Coves del Drac, en Manacor (GINÉS & GINÉS, 1992). De todos modos, el escaso espesor que presentan los materiales calcáreos del Migjorn —en general inferior a los 35 metros con respecto al actual nivel marino— limita el crecimiento en altura de los vacíos subterráneos,

ocasionando la apertura al exterior de las cavidades que, en la inmensa mayoría de los casos, ocurre en forma de hundimientos más o menos espectaculares (Figura 37).

A lo expuesto hay que añadir las fluctuaciones experimentadas por el manto freático, de manera acompasada con las oscilaciones del nivel marino. En este sentido, la alternancia de ascensos y descensos del nivel freático durante el Pleistoceno sin duda ha favorecido la actividad de estos mecanismos, teniendo en cuenta que durante los episodios regresivos los vacíos (antes inundados) se ven privados del efecto de sustentación que las aguas freáticas ejercían sobre los techos y paredes de las galerías.

Otro aspecto relacionado con las aguas freáticas, que ocupan habitualmente la base de las acumulaciones de bloques rocosos en las cuevas del Migjorn, es el hecho de que el potencial de agresividad ligado a la mezcla de aguas dulce y marina (PLUMMER, 1975; BACK *et al.*, 1984) puede haber jugado un papel destacable en la puesta en solución de los fragmentos rocosos desprendidos de las bóvedas, contribuyendo así al notable incremento volumétrico de las cavidades. Además las fluctuaciones del nivel marino, y por ende del nivel freático, implican que esta actividad de máxima disolución asociada a la mezcla de aguas se haya desarrollado en un rango tridimensionalmente importante, en razón del mencionado carácter fluctuante del nivel de base general.

Para concluir será oportuno recordar que la magnitud de los procesos clásticos, como rasgo morfológico destacable en las cavernas del Migjorn mallorquín, queda enmascarada con frecuencia por unos depósitos estalagmíticos voluminosos y notorios por su belleza. Habida cuenta de que los espeleotemas pavimentarios existentes en estas cavidades se asientan sobre un sustrato inestable de bloques rocosos heterométricos, no es de extrañar que sean muy frecuentes los fenómenos de soliflucción hipogea, los cuales se plasman en forma de roturas de columnas y coladas pavimentarias así como de basculamientos y desplazamientos afectando sobre todo a estalagmitas y columnas.

4.2.2. La deposición de espeleotemas

Las cavidades subterráneas de Mallorca son bien conocidas por la belleza y abundancia de los depósitos cristalinos —denominados *espeleotemas* (MOORE, 1952) en la bibliografía geomorfológica— que se encuentran en su interior. La riqueza de cristalizaciones calcáreas fue sin duda el factor que contribuyó decisivamente al prestigio alcanzado por las primeras cuevas mallorquinas adaptadas para la visita turística, las cuales se hallan situadas como es sabido en la costa oriental de la isla: nos referimos a las Coves d'Artà (Capdepera) y a las Coves del Drac (Manacor), visitadas ya al menos desde finales del siglo pasado. Además del atractivo escénico notable que muestran los conjuntos habituales de estalactitas, estalagmitas y columnas, una gran variedad de espeleotemas están representados en nuestras cuevas y simas; estos hechos ponen de manifiesto la existencia de unas condiciones geo-climáticas idóneas para el crecimiento de una gran variedad y abundancia de espeleotemas en las diferentes áreas kársticas de Mallorca.

En la actualidad, gracias a las exploraciones e investigaciones que se han realizado en los últimos veinticinco años, se dispone de gran cantidad de datos descriptivos y morfológicos sobre los espeleotemas de las cavidades mallorquinas (GINÉS, 1995a). No obstante, todavía se echan a faltar estudios petrológicos y mineralógicos detallados, con la excepción de algunas investigaciones puntuales que conciernen fundamentalmente a los espeleotemas freáticos de las cavidades costeras (POMAR *et al.*, 1976, 1979; GINÉS *et al.*, 1981b).

Las cuevas del área en estudio, según los conocimientos disponibles, albergan un exiguo grupo de especies minerales. La composición litológica de Mallorca es poco variada y las rocas carbonatadas que han sido objeto de karstificación se caracterizan por su relativa pureza. Las mineralizaciones de óxidos y sulfuros metálicos son escasas, y se encuentran además localizadas en rocas poco o nada karstificables. Por eso no es de extrañar

que la calcita sea, con mucha ventaja, el mineral predominante en las cavidades mallorquinas. En segundo lugar se ha de citar la presencia de aragonito, formando parte sobre todo de determinados espeleotemas freáticos. También han sido citadas cristalizaciones de yeso, pero no se han identificado otros minerales. De todos modos, es preciso reconocer que falta realizar todavía una prospección mineral exhaustiva.

Como contraposición a la pobreza en especies minerales, nuestro endokarst contiene una muy rica variedad morfológica de espeleotemas carbonatados, que es extensiva a gran número de cavernas principalmente de la mitad oriental de la isla. Los mecanismos generales que controlan la deposición de los espeleotemas son lo suficientemente conocidos como para no extendernos ahora; de todas formas, algunas consideraciones sobre estos mecanismos pueden consultarse en manuales clásicos sobre esta temática (SWEETING, 1972; WHITE, 1976).

Es difícil establecer una clasificación satisfactoria de los distintos tipos de espeleotemas de carbonato cálcico, buena parte de los cuales están representados en las cuevas visitadas. Para una discusión de estas cuestiones, remitimos a los interesados a la reciente revisión de la materia efectuada por HILL & FORTI (1997). Los criterios formulados habitualmente permiten diferenciar los siguientes tipos genéticos principales: *espeleotemas de goteo* (estalactitas, estalagmitas y columnas); *espeleotemas de flujo* (coladas parietales y pavimentarias); *espeleotemas de percolación* (estalactitas excéntricas y concreciones de aspecto coraloide); y *espeleotemas subacuáticos* (gours). Se pueden encontrar buenos ejemplos de todos ellos en el contexto de las dos regiones kársticas que integran la zona de trabajo. Además de la clasificación expuesta, la distinción más evidente entre los principales tipos de espeleotemas radica en si su dirección de crecimiento está controlada por la gravedad, o si el crecimiento del espeleotema es más importante en otras direcciones determinadas por condicionantes cristalográficos. Algunos autores sugieren respectivamente los términos *gravitomórfico* y *errático* para ambas clases de depósitos. Los espeleotemas erráticos coinciden de manera aproximada con los

espeleotemas formados por aguas rezumantes o de percolación, que a su vez están controladas por fenómenos de capilaridad; las estalactitas excéntricas serían un caso típico de espeleotema errático. Todos estos temas son cumplidamente tratados en un capítulo posterior en el que, entre otras cuestiones, se pasará revista a las distintas clasificaciones de los espeleotemas, para proceder a situar en dicho contexto los espeleotemas freáticos a los que más adelante haremos referencia.

Un panorama global sobre las variedades de espeleotemas presentes en las cuevas mallorquinas, y las localidades destacables que los albergan, se halla reunido de forma concisa en GINÉS (1995a). No obstante, mencionaremos algunas cuevas del Levante de Mallorca que destacan por su decoración cristalina. Por ejemplo, cuevas clásicas como las famosas Coves d'Artà (Capdepera) se muestran bien decoradas por voluminosas estalagmitas, columnas y coladas de todo tipo, albergando además esta localidad excelentes ejemplares de escudos. Otras cuevas —tanto del área del Migjorn como de las Serres de Llevant— participan también de la exuberante decoración estalactítica y estalagmítica a la que aludíamos; citaremos las archiconocidas Coves del Drac y las Coves del Pirata (ambas en Manacor), así como las Coves Petites y la Cova de na Mitjana, en Capdepera. En cuanto a los espeleotemas relacionados con aguas de percolación, abundan en algunas cavidades las estalactitas excéntricas, las cuales incluso llegan a dar nombre a las turísticas Coves dels Hams (Manacor). Los gours aunque son numerosos no alcanzan dimensiones destacables, pudiéndose mencionar algunos bellos ejemplares presentes en la Cova de na Mitjana (Capdepera) y en la Cova des Diners (Manacor). Sin ningún género de duda, la localidad más destacable desde el punto de vista de la cantidad y variedad de espeleotemas que contiene es la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor), extensa cueva perteneciente a la región kárstica del Migjorn pero situada fuera de nuestra área de estudio (MERINO, 1993; 2000); esta cavidad es una auténtica joya —a preservar a toda costa— que cobija todo tipo de espeleotemas, muchos de ellos de una fragilidad y belleza remarcables.

Unos comentarios particularizados merece la ornamentación estalactítica de algunas cuevas del Migjorn, como las famosas Coves del Drac, en las que amplios sectores de sus techos están totalmente recubiertos por un sin número de finas estalactitas. Esta circunstancia ya reseñada por FOURMARIER (1926), es factible relacionarla con las peculiaridades litológicas de los materiales calcáreos del Mioceno Superior; la alta porosidad primaria que presenta esta roca propicia una decoración estalactítica poco o nada controlada por la infiltración a través de fisuras importantes, originándose de esta manera los recubrimientos extensivos cenitales a los que nos referimos.

Un grupo bien individualizado de espeleotemas lo integran las cristalizaciones freáticas, que se generan en los lagos salobres de las cavidades litorales. A grandes rasgos los espeleotemas freáticos costeros presentan una apariencia similar a la de otras cristalizaciones subacuáticas, pero su variabilidad morfológica y textural es notable (GINÉS *et al.*, 1981b; POMAR *et al.*, 1976, 1979). Las cristalizaciones freáticas suelen formar sobrecrecimientos de aspecto abultado alrededor de espeleotemas aéreos pre-existentes, o a lo largo de las paredes de las cavidades; cuando estos sobrecrecimientos afectan a depósitos estalactíticos la morfología original de su soporte puede verse modificada de forma notoria. Se puede afirmar que en la gran mayoría de las cuevas costeras, dotadas de los tan característicos lagos de aguas salobres, es posible reconocer una franja de cristalizaciones freáticas formándose en el rango de fluctuación del actual nivel marino. Del mismo modo, abundan alineaciones de espeleotemas freáticos depositados a alturas diversas, en correspondencia con antiguos niveles pleistocénicos del Mediterráneo (GINÉS & GINÉS, 1974; GINÉS *et al.*, 1981a). Las posibilidades geomorfológicas y cronológicas derivadas del estudio de estos espeleotemas son enormes, tal como se expone en capítulos sucesivos de esta memoria.

Dentro de las particularidades constatables en los espeleotemas que decoran las cavidades de la zona estudiada, cabe dedicar unos últimos

comentarios a los fenómenos de soliflucción hipogea. Estos mecanismos han sido particularmente activos en las cuevas excavadas en las calcarenitas del Mioceno Superior que integran el área del Migjorn, favorecidos por la gran relevancia de los procesos clásticos en las localidades pertenecientes a esta litología. Hay que tener presente que la intensa estalagmitización que ha tenido lugar en algunas cavidades —como por ejemplo las Coves del Pirata (GINÉS & GINÉS, 1976)— se asienta sobre un grueso e inestable acúmulo de bloques desprendidos de las bóvedas y paredes. Esta inestabilidad del sustrato origina, aparte de la rotura de los espeleotemas, basculamientos y movimientos (en algunos casos de orden métrico) de gruesas estalagmitas o incluso columnas, fracturadas por el reasentamiento y desplazamiento de los materiales rocosos que las sustentan.

Se puede afirmar que las condiciones físico-químicas que caracterizan el endokarst mallorquín son muy aptas para la formación de importantes depósitos de espeleotemas. El marco bioclimático reciente favorece, en términos generales, la actuación de los procesos generadores de espeleotemas; además, los datos espeleocronológicos disponibles demuestran que a lo largo de todo el Cuaternario estos procesos han sido activos e incluso intensos (GINÉS & GINÉS, 1995b).

En las cuevas visitadas predominan los espeleotemas formados por aguas de goteo (estalactitas, estalagmitas y columnas) y aquellos otros generados por el flujo de pequeñas corrientes laminares de agua (coladas parietales y pavimentarias); también son comunes los espeleotemas generados por el lento afloramiento de aguas de percolación (estalactitas excéntricas, escudos...). Entre los espeleotemas subacuáticos de la zona de infiltración es posible encontrar numerosas variedades de gours de tamaño en general modesto. En suma, los espeleotemas observados se caracterizan por su abundancia cuantitativa —en particular en las cuevas de tendencia horizontal—, su notable diversidad tipológica, la relativa pobreza en especies minerales y el claro predominio de morfologías que denotan aportaciones de infiltración moderadas o incluso escasas. Mención especial merecen los espeleotemas freáticos relacionados con niveles pretéritos del mar

Mediterráneo, los cuales constituyen el rasgo más característico e interesante de la decoración cristalina en las cavidades de la mitad oriental de Mallorca.

4.2.3. Algunas consideraciones espeleocronológicas

Las islas karstificadas son áreas geográficas excepcionales de cara a la realización de trabajos espeleocronológicos interdisciplinarios. Los estudios desarrollados hasta el presente en Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1986; 1987b; 1995b) demuestran que diversas circunstancias, como por ejemplo el nivel de base fluctuante que afecta a las islas —controlado por las oscilaciones marinas— o las tendencias evolutivas de los vertebrados endémicos fósiles que vivieron en los medios insulares, pueden proporcionar un marco cronológico muy útil para abordar el estudio morfo-estratigráfico de las cuevas isleñas y sus sedimentos. A todo eso, hay que añadir la gran relevancia que adquieren los procesos de formación de espeleotemas en ambientes climáticos como el mediterráneo, con la consiguiente posibilidad de llevar a cabo programas de dataciones absolutas mediante el concurso de métodos físico-químicos adecuados (U/Th, ESR...). Nos ocuparemos a continuación con un poco más de detalle de algunos aspectos espeleocronológicos del karst de Mallorca en general (y de su costa oriental en particular), el cual constituye sin duda un excepcional ejemplo de la variado repertorio que acabamos de apuntar.

A lo largo de la isla son numerosas las formas endokársticas, cuyas características denotan hasta qué punto es dilatada y compleja su evolución morfológica. En unos casos se trata de cavidades que con toda claridad corresponden a unos condicionantes geomorfológicos radicalmente distintos de los actuales, tal como señalan GINÉS & FIOL (1981) al referirse a la Cova des Fum (Sant Llorenç des Cardassar), o como podría argumentarse al intentar explicar la génesis de las Coves d'Artà (Capdepera). Otras veces nos encontramos ante cuevas con importantes conjuntos sedimentarios, que incluyen restos paleontológicos, los cuales ponen de manifiesto una

antigüedad notable en cuanto a las principales fases espeleogenéticas que pueden ser reconocidas en Mallorca, tal y como se verá a continuación.

El desarrollo progresivo de las formas endokársticas, propicia que una cierta proporción de cavidades queden comunicadas con el exterior mediante aperturas más o menos amplias que pueden ser utilizadas a modo de refugio por determinadas especies de vertebrados. Además, con frecuencia, las entradas de las simas o algunos sectores interiores de las cuevas actúan como trampas, en el fondo de las cuales se van acumulando restos de animales que han ido cayendo de manera accidental. De una manera u otra, es bastante frecuente que los sedimentos de las cuevas incluyan brechas osíferas producto de la acumulación de restos de vertebrados que actualmente se hallan extinguidos.

Cabe añadir, en el caso de las islas, la posibilidad de que los vertebrados presenten formas endémicas que acentúan todavía más el interés del estudio anatómico y morfométrico de los restos paleontológicos. En este sentido las propias tendencias evolutivas, que se puedan deducir a partir del estudio de los vestigios de vertebrados endémicos, tienen un valor cronológico evidente que ha de ser tenido en cuenta. En Mallorca se dispone de un bien conocido registro paleontológico de la fauna de vertebrados plio-pleistocénicos y, como consecuencia, las líneas evolutivas por ejemplo del género *Myotragus* —bóvido endémico de las islas de Mallorca y Menorca— poseen un valor crono-estratigráfico indudable.

Ya que la mayor parte de los yacimientos paleontológicos de vertebrados que se conocen en nuestra isla corresponden a cavidades kársticas, no es extraño que algunos depósitos especialmente destacables de cuevas mallorquinas —como los de la Cova des Fum (Sant Llorenç des Cardassar)— se hayan estudiado desde un punto de vista crono-estratigráfico (GINÉS & FIOL, 1981). Esta localidad incluye materiales de *Myotragus antiquus*, forma arcaica del género, que puede ser situada en el Plioceno superior. Las dataciones efectuadas en otros yacimientos con *M. antiquus* como la Cova de Canet (Esporles), basadas en el

paleomagnetismo de los sedimentos, han contribuido a confirmar la cronología pliocénica de estos depósitos osíferos (PONS-MOYÀ *et al.*, 1979).

Conviene consignar también, aunque se trate de una localidad sita fuera del área en estudio, las abundantes dataciones disponibles sobre los materiales procedentes de la Cova de Muleta (Sóller), realizadas a lo largo de casi veinte años mediante técnicas de Carbono 14 y racemización de aminoácidos. Esta localidad ha favorecido notablemente el conocimiento preciso de las formas más recientes de los vertebrados endémicos de Mallorca, hasta el momento de su extinción coincidiendo con la llegada del hombre a nuestras islas.

Los procesos de deposición de espeleotemas actúan de manera intensa en las cuevas kársticas de climas templados o cálidos, como es el caso de Mallorca. Los productos resultantes de estos procesos litogénicos quedan integrados en las secuencias estratigráficas de nuestras cuevas isleñas, intercalándose entre materiales sedimentarios de características muy diversas (gravas, limos, brechas osíferas...), algunos de los cuales son de origen litoral (arenas eólicas y/o marinas).

La posibilidad de obtener dataciones absolutas a partir de muestras de espeleotemas, mediante el uso de técnicas físico-químicas como las series de Uranio o las mediciones de ESR, deja abierto un campo muy sugestivo para la consecución de datos espeleocronológicos precisos sobre las cuevas kársticas de Mallorca. Así lo ponen de manifiesto investigaciones efectuadas en la Cova de na Barxa (Capdepera), las cuales aportan precisiones cronológicas sobre las fases de estalagmitización vadosa ocurridas en el Pleistoceno Superior (ANDREWS *et al.*, 1989).

Dentro de un campo muy prometedor, deben ser resaltadas las posibilidades que se derivan de la investigación geocronológica de los espeleotemas freáticos presentes en las cuevas litorales de Mallorca. El estudio de estas cristalizaciones —que de hecho representa una parte primordial de esta memoria— es particularmente provechoso de cara, sobre

todo, al mejor conocimiento de la historia de las oscilaciones experimentadas por el nivel del mar Mediterráneo durante el Cuaternario reciente.

Los datos espeleocronológicos disponibles sobre nuestro entorno geográfico, demuestran que durante el Pleistoceno Medio y Superior las cavidades subterráneas mallorquinas han experimentado una evolución morfológica muy escasa. Esta evolución se limita, por regla general, a fosilizaciones autóctonas (espeleotemas) o alóctonas (brechas osíferas y materiales detríticos) relacionadas muy a menudo con las oscilaciones glacio-eustáticas del Mediterráneo. Hasta ahora, los datos obtenidos a partir de localidades del conjunto de la isla sugieren que la edad de los máximos más recientes de karstificación y espeleogénesis se remonta, con toda probabilidad, al Plioceno o incluso a la transición Mioceno - Plioceno.

4.3. El endokarst en los materiales calcáreos mesozoicos

Las elevaciones montañosas de las Serres de Llevant representan el espacio natural de Mallorca más pobre en cuanto al número de formas endokársticas. GINÉS & GINÉS (1987a) evalúan que las cavidades conocidas en dicha área suponen aproximadamente el 5 % de las catalogadas en el conjunto de la isla, porcentaje que se halla referido al “Inventari Espeleològic de les Balears” elaborado unos años antes (TRIAS *et al.*, 1979). Esta magnitud porcentual resulta asimismo plausible si se hace referencia a la actualización del inventario espeleológico efectuada en fechas recientes (ENCINAS, 1997), la cual relaciona en la mayor de las islas Baleares una cantidad de fenómenos subterráneos superior a las 2.500 cuevas y simas; no obstante, debe dejarse constancia de que —en esta reciente versión del inventario espeleológico de las Baleares— la inclusión sistemática de cavidades de muy escaso desarrollo espeleométrico (balmas y cuevas con recorridos inferiores a los 15 metros) puede ofrecer una visión del endokarst de Mallorca demasiado magnificada, en lo que atañe a la cantidad de cavidades relevantes presentes en nuestra isla.

A pesar de lo expuesto más arriba, el número de cuevas y simas existentes en los materiales mesozoicos que conforman las Serres de Llevant supera ampliamente la centena. Las dimensiones de las formas subterráneas conocidas hasta ahora son modestas: tan sólo dos simas superan el centenar de metros de profundidad, y no se conoce más que una cueva de tendencia horizontal que alcance el kilómetro de recorrido. En cuanto a las cavidades verticales, destacaremos el Avenc des Travessets (Artà) con su único pozo de 145 metros de vertical absoluta (GINÉS, 1975), mientras que la Cova des Diners, en Manacor (TRIAS, 1979b) y las famosas Coves d’Artà, en Capdepera, serían las localidades más sobresalientes en lo concerniente a su desarrollo horizontal.

La mayor parte de las cavidades están enclavadas en los materiales calcáreos atribuibles al Jurásico Inferior, de carácter dolomítico en mayor o menor medida, si bien alguna localidad como la Cova de na Mitjana está excavada en las calizas detríticas del Jurásico Superior.

4.3.1. Rasgos morfológicos y genéticos

En las zonas elevadas de las montañas de Artà son abundantes las simas de disolución vadosa, en ocasiones de dimensiones importantes, asentadas sobre fracturas de tendencia vertical; el Avenc des Travessets y el Avenc de Son Forté serían ejemplos típicos, a los que cabría añadir algún caso de sima de origen mecánico como es el Crull des Patró Aranya, también en el municipio de Artà. Por el contrario en la franja litoral de estas áreas mesozoicas fuertemente estructuradas este tipo de cavidades es muy poco frecuente. Aún así, alguna cueva costera como la Cova de na Barxa (Capdepera) participa en alguna medida de los rasgos morfológicos de las simas de disolución vadosa, incluyendo en su zona de acceso una apertura vertical asimilable a la mencionada categoría morfogenética (ANDREWS *et al.*, 1989).

Las formas endokársticas más representativas, tanto por su relativa abundancia como por sus dimensiones, se encuadrarían dentro de la tipología que se ha enunciado antes bajo la denominación de *cuevas clásticas*; nos encontramos ante cuevas muy evolucionadas en condiciones vadosas en las cuales la actuación de los procesos clásticos, junto con una profusa decoración estalagmítica, hacen difícil reconocer evidencias de las primeras fases de la génesis de estas formas hipogeas. Las Coves Petites (Figura 36) son un buen exponente, al igual que las Coves d'Artà (las dos situadas en el municipio de Capdepera) en la cual todavía es posible distinguir morfologías pretéritas de disolución en régimen freático. Como ya ha sido adelantado en un apartado específico, la riqueza en espeleotemas de estas cavernas suele ser remarcable, abarcando desde las formas más comunes de estalagmitización hasta excepcionales paleoniveles de

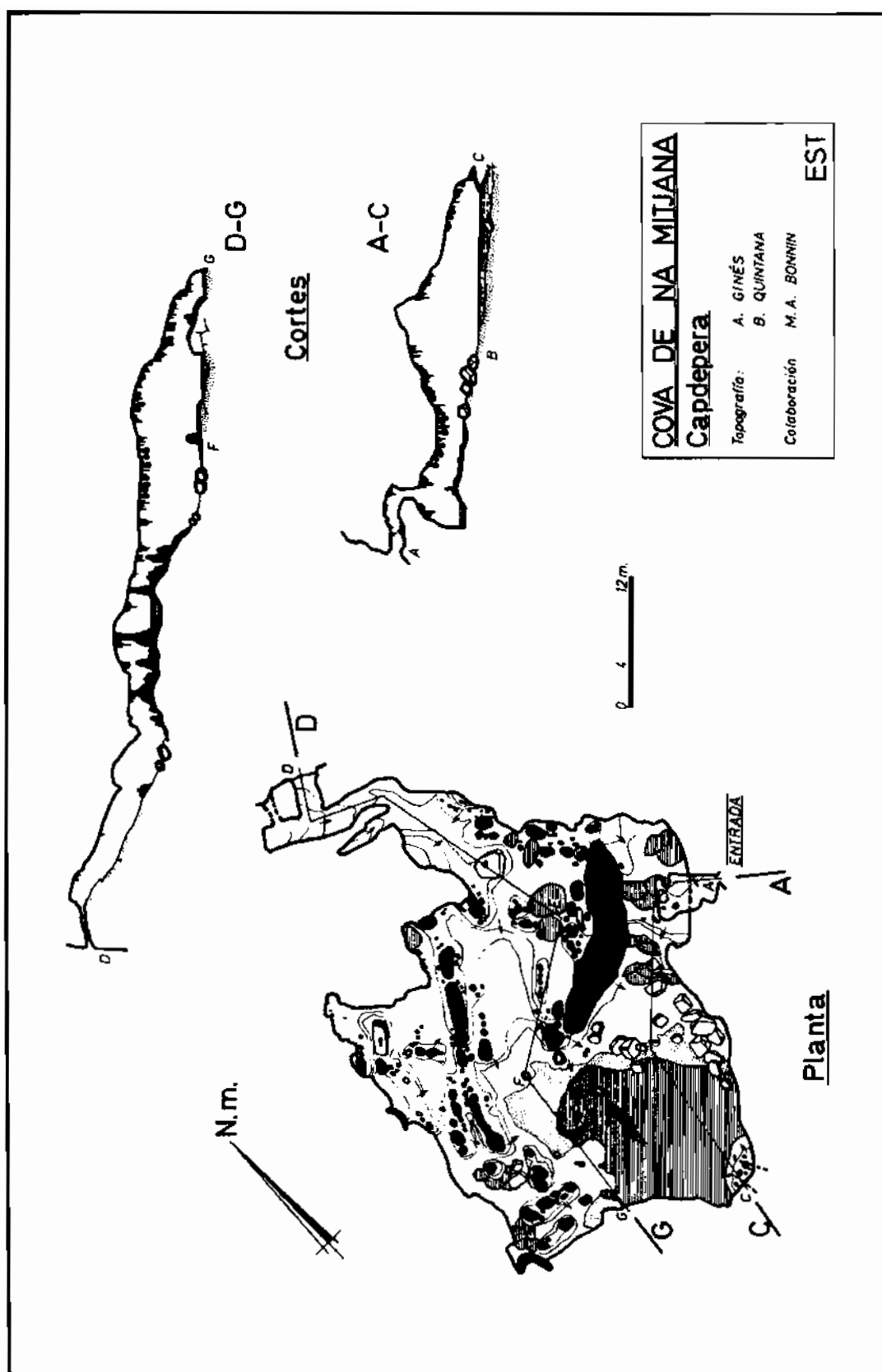


Figura 41: Topografía de la Cova de na Mitjana (Capdepera), la cual es sin duda una de las cuevas más interesantes desarrollada en las rocas carbonatadas mesozoicas de las Serres de Llevant.

Se trata de un reducido conjunto de galerías freáticas, fuertemente evolucionado en condiciones vadosas (estalagmitización, etc.), y capturado por la progresiva actuación de la erosión litoral.

espeleotemas freáticos representados en algunas salas de las Coves d'Artà, como por ejemplo los depósitos de este tipo localizados en el Baptisterio y en la bajada al Infierno.

Dentro de la categoría de las *cuevas litorales*, se puede afirmar que el estado de su conocimiento dista mucho de ser el idóneo, debido a las intrínsecas dificultades de acceso de las cuevas marinas y submarinas. Aún así, se dispone de interesantísimos ejemplos entre los que cabe citar la Cova de na Mitjana, en Capdepera (Figura 41). Esta gruta contiene reducidos fragmentos de conductos freáticos, para los que no es descartable una génesis relacionada con la zona de mezcla litoral; mecanismo que de hecho no se puede excluir a la hora de explicar la formación de otras cavernas, como pueden ser las propias Coves d'Artà. Conviene insistir en que la sistematización espeleogenética propuesta, al comienzo de este capítulo, lleva pareja un gran esfuerzo de simplificación. De esta manera, analizando por ejemplo el caso de la Cova de na Mitjana, ésta podría ser incluida en diversas categorías: la de las *cuevas freáticas*, la de las *cuevas clásticas*, y la de las *cuevas litorales*. Se ha optado por encuadrarla en esta última clase, en razón de que los rasgos más definitorios de su morfogénesis están condicionados por su proximidad a la costa. Así, lo más destacable de la citada caverna lo constituye el amplio repertorio de interferencias entre el modelado kárstico y la erosión litoral, materializado en la existencia de sus distintas bocas —ligadas al retroceso de la línea de costa— y en los peculiares sedimentos y morfologías que alberga su interior. Estas interferencias son objeto de atención más adelante, por lo que no se procederá a detallarlas ahora.

4.3.2. Cuevas marinas y kárstico-marinas

Como sea que dentro de la categoría espeleogenética de las cuevas litorales (de las que nos ocupábamos hace un momento) pueden participar de manera activa determinados procesos de erosión costera, será conveniente dedicar unos párrafos a las cuevas marinas y a una interesante

consecuencia de la formación de esta clase particular de cavidades no kársticas: se trata de la existencia de formas endokársticas capturadas por el progreso de la erosión litoral y el consiguiente retroceso de las vertientes costeras.

Las *cuevas marinas*, en el sentido estricto del término, son fenómenos del todo ajenos al proceso de karstificación; son cavidades excavadas por la acción erosiva ligada a la dinámica litoral de las aguas marinas. La alta disipación de energía que tiene lugar en la línea de costa durante los episodios tempestuosos provoca la erosión —mayoritariamente mecánica, pero favorecida por los procesos bioerosivos— producida por la propia fuerza del oleaje, y por la carga sólida que éste puede poner en movimiento. Otros procesos, tales como la acción mecánica asociada a la violenta compresión del aire en las partes más profundas de las cavidades, o incluso la posible disolución en estas condiciones de la roca calcárea, pueden contribuir a la excavación de esta clase de morfologías subterráneas costeras. Las cavidades de génesis marina —denominadas con frecuencia *cuevas de abrasión marina*, en la bibliografía en lengua española— no son exclusivas ni mucho menos de las litologías carbonatadas. Al contrario, son un tipo de fenómenos presentes en cualquier litología lo suficientemente coherente como para producir costas acantiladas, favoreciendo su formación la existencia de discontinuidades (diaclasas, fallas, planos de estratificación...) que serán explotadas por la erosión marina. Las numerosas e importantes cuevas marinas estudiadas en la Costa Brava de Gerona (BADIELLA *et al.*, 1992), son muy buenos exponentes de cavidades de estas características excavadas en litologías no calcáreas, concretamente en rocas graníticas.

En los lugares donde las calizas mesozoicas de las Serres de Llevant forman parte del medio litoral no es rara la existencia de cuevas marinas, si bien no se conocen casos demasiado espectaculares. La Figura 42 recoge la topografía de una cueva típica de esta clase (la Cova de s'Embarcador, en Capdepera) en la que es posible apreciar los rasgos definitorios de estas morfologías de erosión costera: se trata de cuevas de escaso desarrollo,

cuyas dimensiones en planta y en alzado tienden a disminuir de forma progresiva hacia su interior —aunque pueden mostrar algunos ensanchamientos intermedios—, presentando además un suelo de tendencia ascendente ocupado por cantos bien rodados y arenas. Las morfologías de detalle denotan una intensa erosión mecánica que se concreta, hacia la parte más interna y estrecha de la cavidad, en superficies rocosas redondeadas y muy pulimentadas.

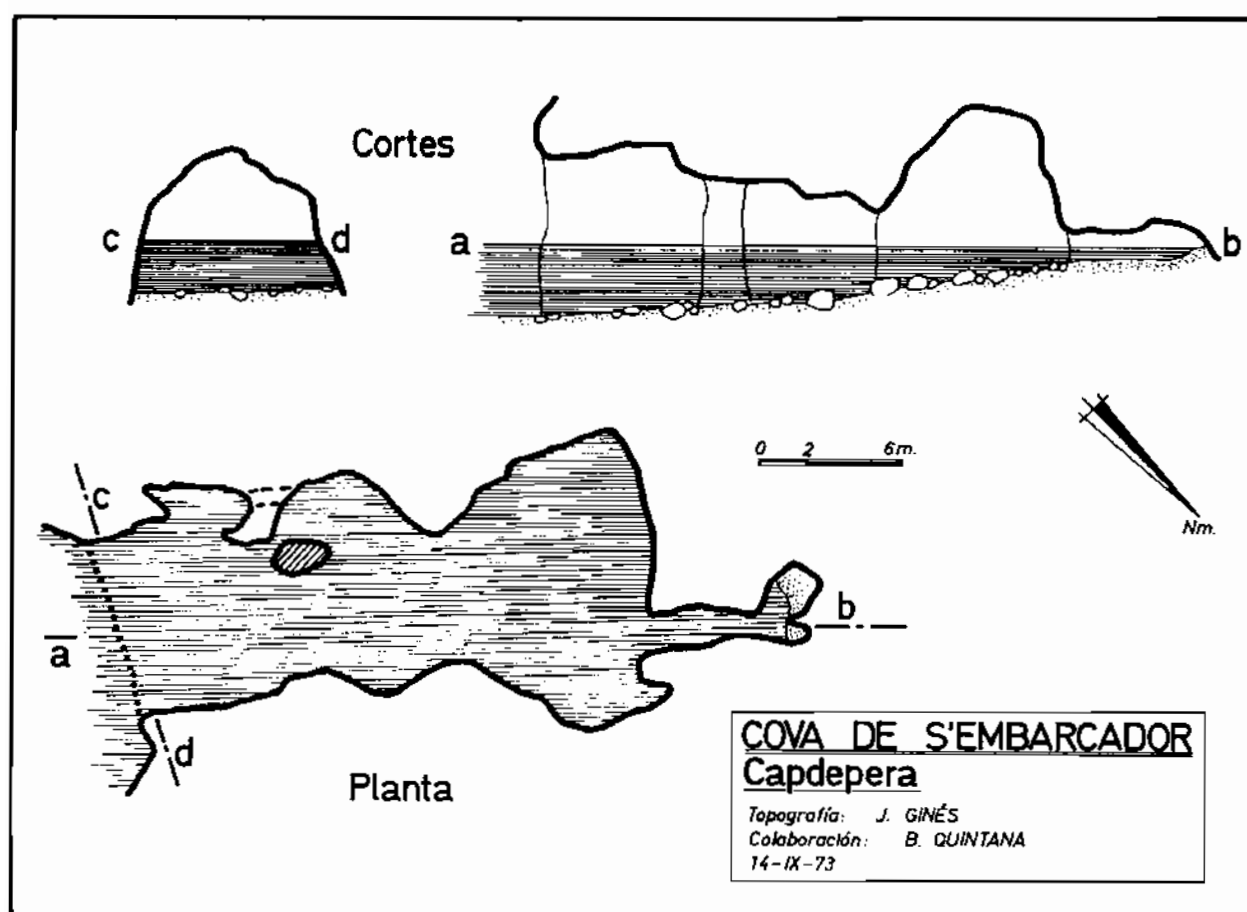


Figura 42: Típico ejemplo de cavidad de exclusiva génesis marina, situada en la costa del Cap Vermell (Capdepera).

Relacionadas morfogenéticamente con las cuevas marinas, una variante de mucho mayor interés la constituyen las *capturas kárstico-marinas*. Este término fue acuñado por MONTORIOL-POUS (1971a) para designar la fenomenología consistente en cavernas de claro origen kárstico, que se encuentran capturadas por el retroceso de la línea litoral ligado a la

progresiva incidencia de la dinámica costera. En unas ocasiones tan sólo se trata de formas endokársticas que tienen su acceso a través de una cueva de génesis marina; otras veces nos encontramos con cavidades subterráneas parcialmente destruidas por la progresión de los mecanismos erosivos asociados a la franja costera. Las capturas marinas de cuevas kársticas suelen ofrecer un interés geomorfológico y cronológico destacable, ya que permiten analizar y situar en el tiempo la historia de las inter-relaciones entre los dos tipos de modelados actuantes: el modelado kárstico y la morfogénesis litoral.

En las Serres de Llevant se dispone de interesantes localidades como la Cova de na Mitjana (Figura 41) y la Cova de na Barxa (Figura 72), las dos ubicadas en Capdepera; en ambos casos se trata de cuevas kársticas que se abren en las inmediaciones de la línea litoral, y están comunicadas con el exterior a causa del retroceso de los pequeños acantilados costeros donde se sitúan. Tanto la una como la otra muestran una compleja y bien documentada evolución morfo-sedimentaria durante los tiempos cuaternarios, que es abordada en detalle en los dos grandes bloques temáticos siguientes, los cuales se centran en las interferencias antes aludidas entre karst y litoral, así como en el papel de los espeleotemas freáticos en cuanto a la investigación de los paleoniveles marinos.

Es preciso consignar que el nivel de conocimiento de las cuevas de acceso marino o submarino es bastante precario —en el conjunto de Mallorca— en comparación con los datos disponibles sobre las formas subterráneas de acceso terrestre. Las exploraciones futuras, en particular las subacuáticas, ampliarán de modo sustancial la visión que hoy en día se tiene sobre esta vertiente del estudio de nuestros litorales calcáreos, aportando interesantes novedades espeleológicas y geomorfológicas en general.

4.4. El endokarst en los depósitos del Mioceno Superior

El Sur y Levante de Mallorca se halla configurado por un relieve tabular de materiales calcáreos, que de modo convencional venimos designando con el topónimo de Migjorn (Figura 39). Esta orla de depósitos carbonatados del Mioceno Superior es la principal área espeleológica de la isla, por lo menos en lo relacionado con el desarrollo planimétrico que alcanzan sus fenómenos endokársticos. Debe tenerse presente que en esta región kárstica se sitúan las cavernas de mayor recorrido horizontal de Mallorca, conociéndose al menos seis cuevas cuyo desarrollo supera los dos kilómetros; de entre ellas, la Cova des Coll (Felanitx) es de momento la más sobresaliente, con sus 4.880 metros de extensión (GRÀCIA *et al.*, 1997). El desnivel de las cavidades es modesto ya que no suele superar los 50 metros de profundidad, circunstancia condicionada por la altimetría general del área situada en su mayoría por debajo de esa cota. En este sentido, ya ha sido puesto de manifiesto cómo el endokarst del Migjorn es radicalmente distinto en relación con el de la Serra de Tramuntana (Tabla 6, Figura 35), la cual representa la región kárstica primordial de nuestra geografía tanto si nos atenemos a la gran cantidad de cavidades inventariadas —sobre todo simas— y a la profundidad que éstas alcanzan, como si nos centramos en la variedad y espectacularidad de sus formas de superficie (GINÉS, 1998a, 1999; GINÉS, 1998b).

En lo concerniente al número de cuevas y simas conocidas, GINÉS & GINÉS (1987a) sitúan en esta región natural un 10 % de las cavidades inventariadas por aquellas fechas en el conjunto de Mallorca. Labores posteriores de catalogación espeleológica, permiten evaluar en más de 300 los fenómenos subterráneos de distintos tipos y dimensiones ubicados en el área de referencia, aún teniendo en consideración los reparos antes apuntados en cuanto a los criterios aplicados en dicha reciente revisión del inventario espeleológico de las Baleares (ENCINAS, 1997).

4.4.1. Rasgos genéticos y morfológicos

La singularidad de las cavidades, muy abundantes en esta parte de la isla, obliga a una enumeración detallada de sus peculiaridades morfológicas y de las evidencias disponibles sobre su espeleogénesis; estos aspectos se ven complementados, dentro de este mismo apartado, con la exposición de un esquema evolutivo que intenta dar cuenta de la complicada historia morfogenética de estas cavernas.

La espeleogénesis en el Migjorn de Mallorca. Si nos centramos estrictamente en los mecanismos genéticos responsables del endokarst que nos ocupa, casi todas las cuevas investigadas entrarían dentro de la tipología que ha sido distinguida bajo la denominación de *cuevas de la zona de mezcla costera*, aunque algunas de las cavidades estén afectadas en alguna medida por procesos de erosión marina. Como se recordará, ese tipo de cavidades ha sido definido —al realizar la clasificación genética de las cuevas de Mallorca— a partir de las localidades paradigmáticas de los alrededores de Portocristo. Son cavernas que han experimentado una notoria y dilatada evolución en condiciones vadosas (procesos clásticos, deposición de espeleotemas...), pero para las cuales cabe suponer una formación inicial asociada a la zona freática litoral. En este peculiar ambiente geoquímico, la mezcla entre las aguas subterráneas continentales y el agua marina puede dar lugar a intensos procesos de disolución de la roca caliza, tal como ha sido puesto de relieve en numerosos karsts costeros de diferentes partes del planeta (BACK *et al.*, 1984; JAMES *et al.*, 1989; SMART *et al.*, 1988). Desde los puntos de vista genético y morfológico, las cavidades del Migjorn presentarían notorias afinidades con las de numerosas islas del Caribe, como sucede en relación con las cuevas del karst de Caguanes, en Cuba (NÚÑEZ-JIMÉNEZ, 1967).

Aunque la presunción de una génesis freática de las protocavidades iniciales, circunscrita básicamente a la zona de mezcla costera, es del todo coherente con el contexto geomorfológico e hidrogeológico del área en estudio, los vacíos originados en esa temprana etapa parecen bastante

extensivos en cuanto a su disposición espacial, a juzgar por la magnitud y abundancia de las cavernas vadosas observables hoy en día. Así pues, la morfología y la distribución de las formas endokársticas observadas no aportan evidencias que permitan relacionar, de manera unívoca, sus vacíos freáticos primigenios con el modelo de *flank margin cave development*, elaborado por MYLROIE & CAREW (1990). Tan sólo una de las cuevas investigadas —la Cova des Moro, en Manacor (TRIAS & MIR, 1977)— podría incluirse en esta categoría específica, caracterizada por amplias cámaras de origen freático, con ramificaciones poco destacables, que se extienden de modo marginal a lo largo de la franja litoral de islas carbonatadas como las Bahamas (MYLROIE *et al.*, 1991). Curiosamente, bastantes de las cuevas conocidas en el promontorio de la Mola, en la isla de Formentera (TRIAS & ROCA, 1975), sí que parecen corresponderse con el modelo morfogenético concreto al que nos hemos referido ahora.

Los condicionantes litológicos. En lo que respecta a su abundancia, las cavidades subterráneas son muy numerosas en algunas áreas concretas: los alrededores de Portocolom, en Felanitx (GRÀCIA *et al.*, 1997) o el paraje de Can Frasquet, en Manacor (TRIAS & MIR, 1977) muestran densidades de hasta más de diez fenómenos hipogeos por kilómetro cuadrado; esta riqueza espeleológica cabe explicarla en base a condicionamientos de tipo litológico, que se expondrán acto seguido. Los depósitos del Mioceno Superior post-orogénico incluyen a grandes rasgos dos unidades principales de nuestro interés: una unidad inferior de carácter claramente arrecifal y edad Tortoniense (la Unidad Arrecifal), así como un Complejo Terminal de cronología Messiniense, en el que se intercalan depósitos margo-calcáreos bioturbados junto con niveles estromatolíticos y facies oolíticas (POMAR *et al.*, 1983a, 1983b; FORNÓS & POMAR, 1983).

La práctica totalidad de formas endokársticas del Migjorn está excavada en la Unidad Arrecifal, que por lo general se corresponde con un ambiente de plataforma carbonatada somera y poco energética, donde se depositan facies correspondientes a *lagoons* interiores, protegidos de mar abierto por el frente del arrecife. En dicha unidad inferior predominan los

materiales calcareníticos bioclásticos, observándose también colonias dispersas de corales, formando manchones, los cuales no llegan a constituir arrecifes bien desarrollados. Parece ser que las áreas con mayor profusión de fenómenos endokársticos se relacionan con la disolución preferencial de determinadas facies, en particular de los edificios coralinos cuyas estructuras fuertemente corroidas son observables en los techos y paredes de numerosas cuevas. Si bien la mayor parte de las galerías y salas se desenvuelven en el seno de la Unidad Arrecifal (Tortonense-Messiniense), como se acaba de apuntar, la evolución de determinadas cavernas llega a afectar al Complejo Terminal suprayacente (Messiniense) mediante hundimientos de las bóvedas, que pueden interesar estos materiales al producirse su apertura al exterior (FORNÓS *et al.*, 1989b).

Los vacíos y conductos primigenios: características y posición altimétrica. Ya se ha aludido repetidas veces al alto grado de evolución vadosa secundaria que han experimentado las cavidades existentes en los materiales del Mioceno Superior. Son realmente muy escasas las ocasiones en las que se tiene acceso a restos de las pretéritas redes de conductos y vacíos freáticos, que constituyen sin duda las primeras etapas de la espeleogénesis en esta región kárstica. Tan sólo en unas pocas cavidades como la Cova Figuera (Manacor) o la Cova des Drac (Santanyí) es factible reconocer fragmentos de conductos, laberínticos en el primer caso y rectilíneos en el segundo, situados a cotas superiores al actual nivel del mar. Por otra parte la Cova des Coll, en Felanitx (GRÀCIA *et al.*, 1997) también contiene en su topografía una estructura de galerías freáticas que se encuentran en la actualidad todavía en condiciones de inundación, al estar situadas bajo la actual cota ± 0 metros s.n.m.

A pesar de las evidencias suministradas por los ejemplos citados, el hecho de que las zonas inferiores de las grandes salas de origen clástico —que caracterizan al endokarst del Migjorn— penetren por debajo del presente nivel marino, implica necesariamente que los conductos primigenios (a partir de los cuales se desencadenaron los reajustes mecánicos ulteriores) debían estar situados en su inmensa mayoría bastante

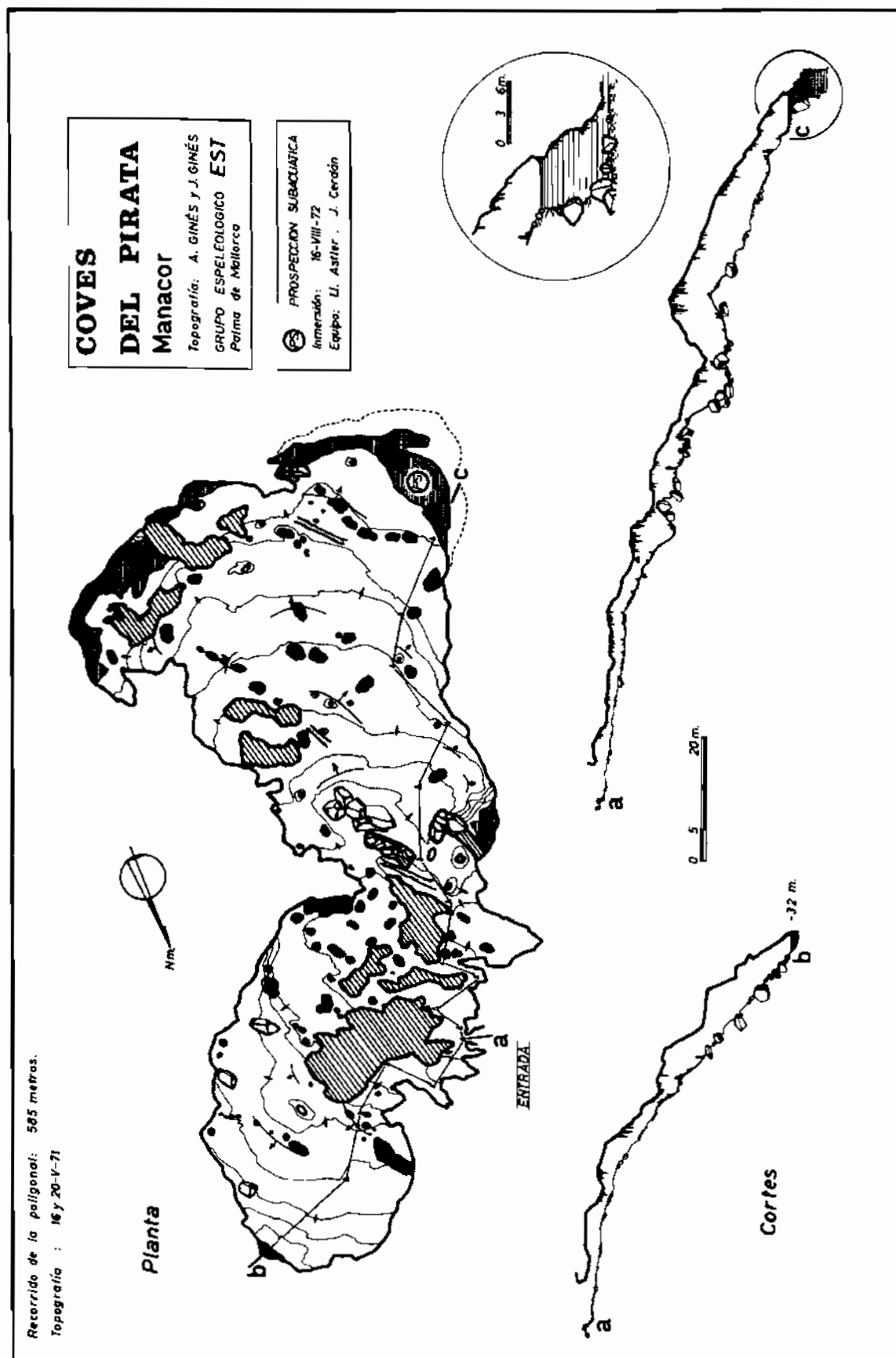


Figura 43: Topografía del sector de las Coves del Pirata (Manacor) que fue acondicionado para su visita turística a finales del siglo pasado. Se trata de una de las cavernas paradigmáticas en cuanto a la endokarstificación del Migjorn, en la cual se observan llamativas morfologías de soliflucción hipogea.

por debajo de la actual cota de estabilización del Mediterráneo. Se ha aludido ya antes a un punto clave para la argumentación que se está siguiendo: la evolución vadosa de una cavidad kárstica, mediante procesos clásticos generalizados, comporta una constante emigración anti-gravitacional de los vacíos iniciales. Abundando en los comentarios anteriores, las recientes investigaciones espeleosubacuáticas de GRÀCIA *et al.* (1998a, 1998b, 2000) confirman la existencia de galerías y salas situadas a profundidades incluso superiores a los -30 metros bajo el presente nivel marino.

Algunos aspectos morfológicos. Los sucesivos ajustes mecánicos experimentados por los techos y paredes de los vacíos iniciales, junto con la progresiva puesta en solución de los productos clásticos resultantes, ha desorganizado del todo dicha red de protocavidades, confiriendo a las cuevas de esta área geográfica una apariencia muy específica. Por lo general son éstas unas cavernas integradas por una sucesión de salas yuxtapuestas, y comunicadas entre si de modo más bien aleatorio; esta estructura relativamente anárquica de las cuevas obliga al visitante a numerosos ascensos y descensos, que se corresponden con las grandes acumulaciones de bloques rocosos desprendidos de las bóvedas y paredes. De esta forma, con frecuencia quedan individualizadas dentro de la misma cueva diferentes unidades volumétricas, presididas por la magnitud alcanzada por sus procesos clásticos; estas unidades clásticas, que van creciendo tridimensionalmente, dan origen a la presencia de amplias salas intercomunicadas entre ellas en sus cotas inferiores, las cuales están a menudo ocupadas por lagos de aguas salobres. Las archiconocidas Coves del Drac (GINÉS & GINÉS, 1992) son un muy buen ejemplo de lo descrito, al igual que acontece con las diferentes salas de la Cova dets Ases, en Felanitx (GINÉS & GINÉS, 1987a).

El crecimiento tridimensional de las salas que conforman las cavidades objeto de discusión comporta, como ya se ha dicho, una emigración del vacío kárstico en sentido contrario a la gravedad; esta emigración, en última instancia, origina su apertura a la superficie a modo de

hundimiento. En unas ocasiones se trata de hundimientos cenitales, situados más o menos centralmente en la cúpula de voluminosas salas —por ejemplo la Cova des Pont, en Manacor (Figura 37)—; otras veces, son hundimientos de poca entidad que comunican con el exterior, de manera lateral, salas o galerías menos importantes en cuanto a su volumen, pero localizadas en las proximidades de la superficie. Las Coves del Pirata, en Manacor (Figura 43), ejemplifican muy bien esta segunda disposición topográfica, representando asimismo una cavidad bien característica del endokarst que estamos analizando.

En cuanto a los espeleotemas, ya ha sido resaltada antes la riqueza y variedad que presentan estos depósitos, destacando la abundancia de pequeñas estalactitas que tapizan de manera extensiva los techos de determinadas localidades, tal como se ha expuesto en el apartado pertinente. El hecho de que la rica y voluminosa ornamentación estalagmítica de estas cavernas (en particular estalagmitas, columnas y coladas) se asiente sobre grandes acumulaciones de bloques clásticos de marcada inestabilidad, provoca conspicuos fenómenos de soliflucción hipogea que se traducen en la rotura y desplazamiento de los depósitos cristalinos de tipo pavimentario. Un último aspecto a reseñar en cuanto a los espeleotemas de estas cavidades es la presencia, en muchas localidades, de cristalizaciones freáticas que registran el actual rango de oscilación del nivel marino; también abundan los depósitos de estas características relacionados con paleoniveles del Mediterráneo, los cuales son en particular numerosos en altitudes próximas a los 2 metros s.n.m.

4.4.2. Esquema evolutivo de las cavidades

La complicada historia morfogénica de las cavidades del Migjorn mallorquín, y su estrecha relación con las vicisitudes del nivel marino durante el Cuaternario, pretende quedar reflejada de modo esquemático en la Figura 44. En ella se expone una secuencia evolutiva que distingue diversas etapas, que en realidad han podido ocurrir de forma gradual y continuada,

solapándose en el tiempo; cabría entender el esquema propuesto como una evolución secuenciada, en la que las etapas se entremezclan sin ser posible separarlas rigurosamente. El modelo propuesto incluye ideas procedentes de los trabajos de PALMER (1984), JENNINGS (1985), MYLROIE (1988) y FORD & WILLIAMS (1989). Las etapas sucesivas que cabe distinguir serían las siguientes:

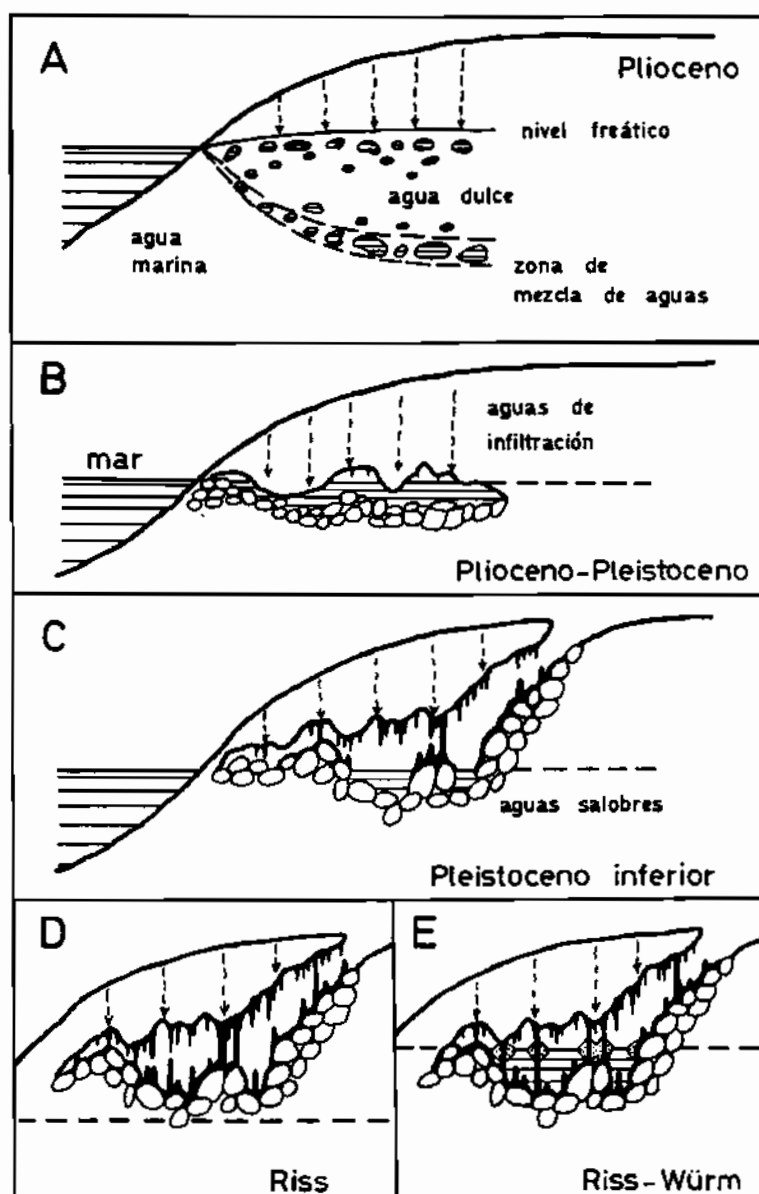
- 1- En la zona freática litoral se excavan por disolución una red más o menos organizada de vacíos y protocavidades, relacionadas con las dos delgadas zonas en las que fluyen aguas potencialmente agresivas: la parte superior de la lente de agua dulce (donde se incorporan al manto freático aguas procedentes de infiltraciones difusas) y la parte inferior de dicha lente, donde la mezcla de aguas dulces y marinas causan su subsaturación en carbonatos. Pueden existir cavidades freáticas lineales, pero probablemente predominan los vacíos irregulares a causa del carácter difuso y poco jerarquizado de las circulaciones de aguas subterráneas en estos terrenos tan porosos; además la disolución preferencial de las masas de corales (mineralogía aragonítica), puede colaborar a la formación de vacíos de geometría caótica en apariencia.
- 2- El crecimiento de las oquedades, producidas por disolución freática, modifica la permeabilidad de la roca y adelgaza (hasta casi anularla por completo) la zona de agua dulce, mientras la haloclina remonta y se llega a aproximar a la superficie freática. De una manera simultánea, empiezan a producirse hundimientos en los lugares en los que la abundancia de protocavidades crea inestabilidades locales. Los productos resultantes de los desprendimientos (bloques y fragmentos de roca) van siendo retirados a causa de su paulatina disolución en las aguas salobres de las cavidades. Es probable que, tal como sugiere PALMER (1985), un importante factor desencadenante de hundimientos no sea otro que las oscilaciones de la superficie freática relacionadas con las fluctuaciones negativas del nivel marino; en esta situación, las bóvedas sufren repetidos desequilibrios y tensiones al perder el soporte

físico de las aguas subterráneas, durante los episodios de descenso del nivel del mar.

- 3- Las cavidades experimentan considerables modificaciones como consecuencia de una complicada sucesión de crisis mecánicas, que provocan hundimientos, y momentos de relativa estabilidad que permiten el crecimiento de una lujuriosa decoración cristalina. En este decurso la cueva ha crecido significativamente en volumen, y las morfologías de disolución originarias han desaparecido casi por completo.

Figura 44:
Secuencia evolutiva propuesta para la morfogénesis de las cavidades del Migjorn de Mallorca.

A: Excavación inicial por disolución en régimen freático, en particular en la zona de mezcla de aguas dulce y marina.
B: Procesos de hundimientos y ajustes mecánicos de las bóvedas, que contribuyen al desarrollo volumétrico de la caverna.
C: Importantes fenómenos de estalagmitización adornan las cavidades, al tiempo que cubren el sustrato de bloques rocosos.
D: Coincidiendo con fluctuaciones negativas del nivel marino (glaciaciones) se forman estalagmitas aéreas en lo que son los lagos actuales de las cuevas.
E: Las oscilaciones positivas del nivel marino (eventos interglaciales) quedan registradas mediante paleoniveles de espeleotemas freáticos depositados sobre las paredes de las cuevas, así como sobre estalagmitas y estalactitas aéreas pre-existentes.



- 4- Las fluctuaciones más recientes del nivel marino controlan ciertos retoques morfológicos adicionales. Por ejemplo, durante oscilaciones

de signo negativo (glaciaciones) se forman estalagmitas aéreas en el fondo de lo que son los lagos actuales de la cueva.

- 5- Por el contrario, las oscilaciones positivas del Mediterráneo (eventos interglaciales) quedan registradas —a alturas diversas— por medio de paleoniveles de espeleotemas freáticos depositados directamente sobre las paredes rocosas de la cueva, o formados alrededor de otros soportes tales como estalactitas y estalagmitas aéreas pre-existentes.

La secuencia evolutiva que se acaba de exponer ahora con cierto detalle permite introducirnos en un aspecto clave, el cual constituirá el fundamento de los capítulos siguientes de esta memoria: la posición del nivel marino controla la evolución morfogénica y sedimentaria del karst litoral, ocasionando una serie de interacciones entre los modelados actuantes. Su estudio será de sumo interés para el mejor conocimiento tanto de nuestro karst, en particular, como de los tiempos cuaternarios en nuestro entorno geográfico, en un plano más general.

4.4.3. Cuevas marinas y kárstico-marinas

Son éstas una categoría de cavidades mucho más numerosas en el Mioceno Superior del Migjorn, que en los relieves de las Serres de Llevant. Las cuevas estrictamente marinas son omnipresentes, y abarcan desde minúsculas balmas ligadas a antiguas plataformas de abrasión marina, hasta cuevas de mayor magnitud correspondientes al nivel marino actual. La Cova Gran, en Portocolom (Felanitx), o la Cova Foradada (Santanyí) son localidades clásicas, si bien la toponimia de toda la costa oriental mallorquina evidencia el sin número de estos fenómenos. Por otra parte, conviene incidir en que las formas subterráneas relacionadas con la erosión marina de las costas cálcareas son muy variadas, incluyendo no sólo cuevas marinas sino también arcos, túneles y “bufadors”, morfologías que cuentan con un válido intento reciente de sistematización efectuado por GRÀCIA & VICENS (1998). Uno de estos autores (GRÀCIA *et al.*, 1997) describe un

amplio surtido de cuevas y formas diversas de erosión marina, en las inmediaciones de Portocolom; entre los fenómenos estudiados en dicho trabajo, se menciona la existencia de varias cuevas marinas asociadas a una plataforma de abrasión sumergida a una profundidad aproximada de -15 metros. Estas formas indicarían la presencia de una estabilización relativamente importante del nivel del Mediterráneo, en relación con algún episodio regresivo ligado a condiciones climáticas de signo frío.

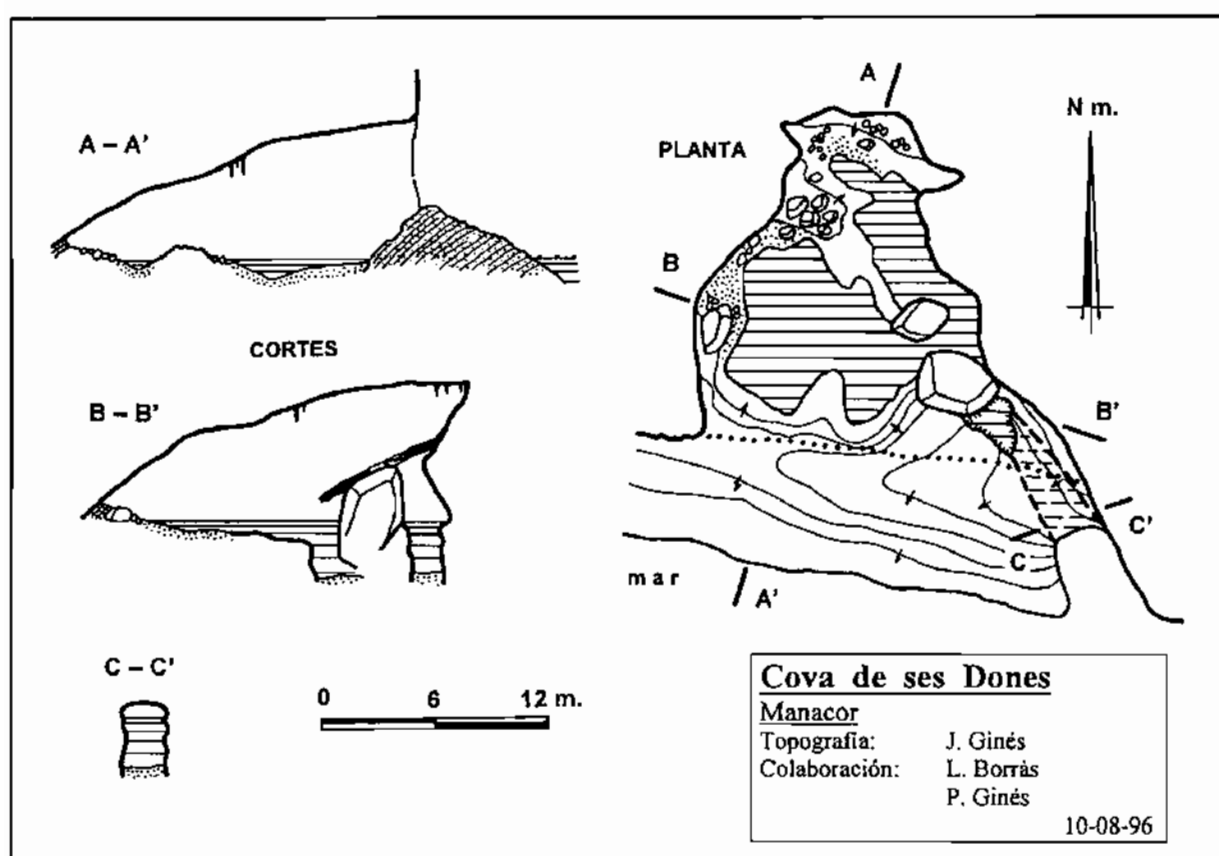


Figura 45: Topografía de la Cova de ses Dones —situada en Cala Virgili— un buen ejemplo de captura kárstico-marina del litoral de Manacor.

Se trata de una amplia cavidad kárstica parcialmente desmantelada por la erosión litoral, que ha formado en su interior una pequeña playa de materiales arenosos. Obsérvense restos de coladas estalagmíticas, en la sección B-B' de la topografía; asimismo, en la zona oriental de la cavidad se localiza un corredor, también ocupado por el mar, que podría representar un fragmento relicto de antiguas galerías de origen kárstico. El umbral rocoso que separa el suelo de la cueva del mar abierto, está constituido por eolianitas pleistocenas retrabajadas por la erosión costera.

Si las cuevas marinas son cuantitativamente destacables igual sucede con las capturas kárstico-marinas (Figura 45), cuyas características

generales ya han sido referidas al tratar de la otra zona kárstica implicada en el área a estudiar. La Cova des Coloms (TRIAS, 1992) o la Cova de Cala Falcó (ambas en Manacor) serían muy buenos ejemplos de cavernas típicas del endokarst del Migjorn, pero comunicadas con el exterior por medio de espectaculares cuevas de abrasión marina. Lo mismo sucede con la extensa sucesión de salas clásticas de la Cova dets Ases (Felanitx), la cual también posee —aparte de dos entradas terrestres de hundimiento— una tercera boca submarina (GRÀCIA *et al.*, 1997). Los casos diferentes observables son variadísimos, siendo prolijo ahora hacer una descripción exhaustiva de diferentes localidades. Tan sólo es conveniente consignar que las formas resultantes abarcan una completa gama, que se extiende desde cavidades kársticas abiertas mediante estrechas bocas merced al retroceso de acantilados costeros —la Cova del Dimoni, en Manacor, por citar una localidad—, hasta cuevas casi destruidas del todo por la dinámica litoral, como es el caso de la Cova Marina des Pont (TRIAS & MIR, 1977). En muchas de estas cavernas es posible reconocer fragmentos relictos de rellenos estalagmíticos (Figura 45), los cuales denotan la relativa antigüedad de las cuevas que los contienen. El estudio geomorfológico y cronológico de estas complejas cavidades y de sus sedimentos resulta de lo más prometedor, tal y como se irá exponiendo más adelante.

4.4.4. El papel de los colapsos paleokársticos

En el capítulo correspondiente al modelado epigeo del área en estudio se ha descrito de manera detallada el paleokarst observado en los materiales del Mioceno Superior, aludiendo a su repercusión en la morfología de detalle de la línea de costa. Para complementar estas cuestiones, se expondrán ahora algunas ideas en relación con la incidencia que tienen en las cavidades subterráneas las formas relacionadas con dicho paleokarst.

La presencia de colapsos paleokársticos parece tener una influencia poco clara —presumiblemente muy limitada— en lo que atañe a la génesis

y evolución ulterior de las cuevas kársticas típicas del Migjorn mallorquín. En algunas cavidades es posible apreciar cómo el desarrollo clástico de sus salas ha interceptado estructuras relacionadas con colapsos paleokársticos. Así, en las paredes y techos de ciertas cuevas investigadas se observan ya sea inflexiones en las capas de materiales rocosos, ligadas a las depresiones superiores de dichas estructuras paleokársticas (por ejemplo, en la Cova des Drac de Cala Santanyí), o bien zonas brechadas correspondientes al cuerpo central de esos colapsos, como sucede en la rampa de acceso a la Cova des Serral, en Manacor. De todos modos, da la impresión que los mecanismos espeleogenéticos, implicados en la formación de las cavidades citadas, no han explotado de modo preferencial las zonas afectadas por fenómenos paleokársticos y, por lo tanto, su observación en algunas localidades es un hecho más bien aleatorio.

En cambio, en el desarrollo de las cuevas marinas sí que la existencia de colapsos paleokársticos tiene un papel mucho más destacado. No obstante este papel tiene un carácter ambivalente —como se verá a continuación— al igual que sucedía al ocuparnos de la morfología de la línea de costa. Por una parte nos encontramos localidades en las que la zona brechada, correspondiente a la chimenea del colapso, constituye claramente una zona de debilidad a favor de la cual la dinámica litoral ha excavado importantes cuevas marinas; la Cova Gran, en Portocolom (Felanitx) es un exponente clarísimo de esta situación (GRÀCIA *et al.*, 1997).

El fenómeno contrario ocurre cuando el centro del colapso se muestra más resistente a la erosión marina, a causa de la fuerte cementación de las brechas que integran la chimenea del colapso. Entonces, las áreas de mayor debilidad son las inflexiones de los materiales rocosos en los flancos del colapso, a causa de la mayor frecuencia de fracturación existente en esos puntos. En tales flancos laterales es donde se concentra la acción erosiva litoral, dando origen a sendas cuevas marinas excavadas a ambos lados de la chimenea del colapso; la cual queda en relieve gracias a la erosión diferencial provocada por la presencia de estas estructuras paleokársticas. En el sector de costa que se extiende al sur de Mondragó, en el municipio de

Santanyí —el cual incluye el Caló de Solimina y el Caló des Savinar—, son muy abundantes los colapsos paleokársticos de estas características. Como sea que todas estas cuestiones son abordadas en otros capítulos, remitimos a ellos al interesado para evitar reiteraciones innecesarias.

5. INTERFERENCIAS ENTRE LOS MODELADOS ENDOKÁRSTICO Y LITORAL

5.1. La eustasia a lo largo del Cuaternario: sus causas y su conocimiento a escala global

Un factor determinante en la evolución de cualquier karst litoral está representado por la posición altimétrica del nivel marino, y las vicisitudes que éste ha experimentado a lo largo del tiempo. La superficie de las aguas oceánicas constituye el nivel de base al cual se ajusta el funcionamiento hidrológico y morfogenético de los sistemas kársticos litorales, a la vez que rige también la disposición de la línea de costa y, en consecuencia, la actuación de los mecanismos de erosión litoral.

De esta manera, en la franja costera de los macizos carbonatados se localiza un particular escenario en el que se yuxtaponen y se interdigitan formas relacionadas con dos sistemas de erosión bien diferenciados: el modelado kárstico y la erosión litoral (GUILCHER *et al.*, 1982; JENNINGS, 1985). Los fenómenos resultantes son muy originales y poseen amplias posibilidades de interpretación espeleocronológica (GINÉS & GINÉS, 1986), habida cuenta del carácter en extremo cambiante del nivel marino durante el Cuaternario. En este orden de cosas, debe tenerse en mente una idea clave para nuestros fines: *las fluctuaciones eustáticas del Pleistoceno llevan implícitas una interesante componente cronológica, descifrable en la medida en que sea posible correlacionar la historia reciente del nivel marino con la evolución morfogenética de los fenómenos endokársticos litorales.*

Para comenzar el desarrollo de la citada línea de razonamiento —la cual se erige en el hilo conductor de los siguientes capítulos de esta tesis— nos ocuparemos seguidamente de la eustasia en los tiempos cuaternarios, incidiendo tanto en sus causas como en lo que se conoce acerca de la historia del nivel oceánico a escala global. La aproximación que se efectúa en este momento es bastante somera, teniendo tan sólo como objetivo situar la cuestión en términos más bien generales; esta labor se fundamenta

sobre la base de determinados trabajos ya clásicos (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969) complementados por aportaciones mucho más recientes (MÖRNER, 1983, 1987; TOOLEY & SHENNAN, 1987; GALLUP *et al.*, 1994; PIRAZZOLI, 1996; ZAZO, 1999). La presente aproximación será suficiente ahora para ubicar, en un marco conceptual y cronológico relativamente simple, las interacciones entre karst y litoral que se exponen a continuación.

Para obtener precisiones mucho mayores sobre el registro marino cuaternario de Mallorca, remitimos al posible interesado a la discusión detallada que se realiza al comienzo del siguiente capítulo de esta memoria. En dicho bloque temático —que en realidad supone el núcleo de esta investigación— se analizan las correlaciones observables entre paleoniveles del Mediterráneo y los espeleotemas freáticos de las cuevas mallorquinas, efectuándose (a modo de tarea previa imprescindible) un detenido repaso del conocimiento existente hoy en día sobre los paleoniveles marinos cuaternarios, registrados en nuestro entorno geográfico.

5.1.1. Factores que controlan las variaciones globales del nivel marino: tipos de eustasia

Los cambios en el nivel global de las aguas oceánicas, es decir la *eustasia*, han sido objeto desde comienzos del siglo XX de una abundantísima producción bibliográfica (ver referencias en FAIRBRIDGE, 1961, y GUILCHER, 1969) focalizada en buena medida en el área mediterránea. La presencia de antiguas líneas de costa, materializadas en forma de playas levantadas dispuestas a alturas diversas, ha propiciado el estudio cronoestratigráfico del registro marino pleistocénico, apoyado en las particularidades del contenido faunístico de esos depósitos litorales. De esta manera, ha sido posible constatar por un lado una marcada tónica fluctuante del nivel marino ligada a las alternancias climáticas cuaternarias inserta, por otra parte, en una tendencia descendente generalizada que era atribuida ambiguamente a deformaciones sustanciales de las cuencas oceánicas.

Recientes publicaciones han profundizado, entre otros aspectos, en las causas responsables de las variaciones en el nivel de las aguas oceánicas (MÖRNER, 1983, 1987; PIRAZZOLI, 1996). Este autor sistematiza los factores implicados en las oscilaciones eustáticas, poniendo énfasis en la relevancia de las deformaciones del geoide como una de las principales variables que determinan la geometría de la superficie oceánica y, de rebote, la disposición espacial de la franja costera. Los cambios eustáticos del nivel marino eran previamente contemplados como desplazamientos verticales, del todo paralelos, de la superficie de las masas oceánicas y de las líneas de costa resultantes (Figura 46). Dicha visión simplista no es en absoluto correcta; los antiguos niveles marinos no son paralelos, puesto que el geoide se está deformando y ajustando a los cambios rotacionales y gravitacionales que afectan a nuestro planeta. Esta concepción actual de la eustasia (ver mitad inferior de la Figura 46) dificulta las correlaciones altimétricas entre antiguas líneas de costa, haciendo casi imposible la reconstrucción de curvas eustáticas globales para el conjunto del planeta (STANLEY, 1995).

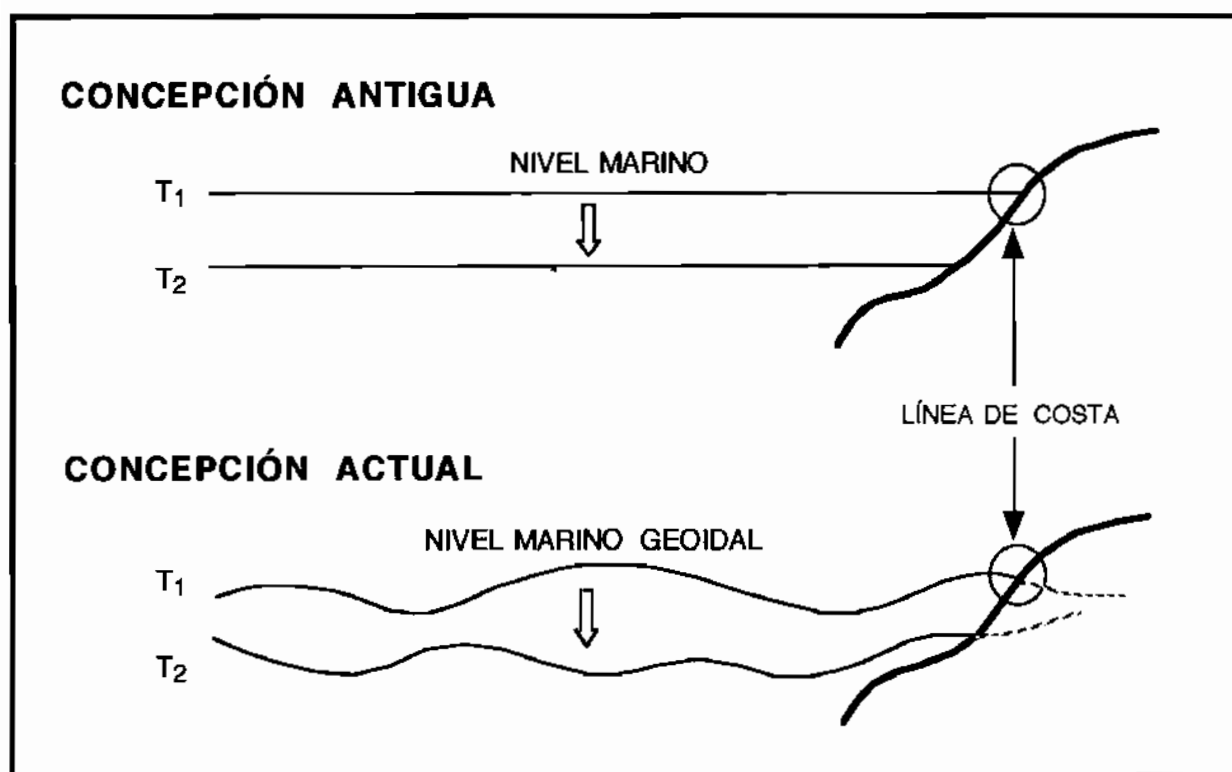


Figura 46: Dibujo que ilustra las diferencias entre las concepciones antigua y actual de la eustasia (según MÖRNER, 1983; modificado).

Aparte de las fluctuaciones del nivel marino que tienen lugar a una escala temporal reducida —debidas a causas meteorológicas y/o astronómicas (mareas)—, MÖRNER (1983) distingue tres tipos principales de eustasia, que han sido esquematizados en la Tabla 7. Por un lado, la *tectono-eustasia* actúa produciendo cambios en el volumen de las cuencas oceánicas, pudiendo originar movimientos eustáticos de amplia magnitud (centenares de metros) con frecuencias por lo general también altas. Por otra parte tendríamos la *glacio-eustasia*, que implica variaciones en el volumen de las aguas oceánicas debidas al balance entre los océanos y las aguas inmovilizadas en los continentes en forma de hielo; las oscilaciones glacio-eustáticas pueden presentar amplitudes totales algo superiores al centenar de metros, con frecuencias temporales del orden de 1 a 100 ka. Finalmente, la superficie de las aguas marinas se ve afectada por la *eustasia geoidal*, la cual incide sobre la distribución espacial de las masas oceánicas; las deformaciones geoidales de la masa de aguas oceánicas pueden alcanzar el centenar de metros, en lapsos temporales de tan sólo 100 a 1000 años.

Al primer tipo citado —la tectono-eustasia— se le podría atribuir la tónica descendente del nivel marino a lo largo del Cuaternario, constatada en áreas como por ejemplo la cuenca Mediterránea (GUILCHER, 1969). Sobreimponiéndose a la tendencia mencionada, las causas glacio-eustáticas serían las responsables del carácter fluctuante del nivel marino cuaternario, merced a la alternancia de eventos climáticos de signo frío (glaciaciones) sucediéndose entre otros de mayor benignidad (períodos interglaciales).

La eustasia geoidal es muy compleja y, sin duda, resulta la menos estudiada en detalle. Teniendo en consideración que el geoide es una superficie equipotencial resultante de las fuerzas rotacionales y gravitacionales, existen un gran número de factores de índole geofísico que participan en su configuración: cambios rotacionales del planeta, alteraciones gravitacionales debidas a la redistribución de masas (deformaciones tectónicas, glaciaciones...), movimientos diferenciales entre núcleo y manto relacionados con variaciones en las fuerzas rotacionales y

EUSTASIA	<i>TIPO</i>	<i>VARIABLE</i>	<i>amplitud (m)</i>	<i>frecuencia (ka)</i>
	TECTONO-EUSTASIA	VOLUMEN DE LAS CUENCAS OCEÁNICAS	10 – 1.000	1 – 100.000
	GLACIO-EUSTASIA	VOLUMEN DE LAS AGUAS OCEÁNICAS	130 ± 40	1 – 100
	EUSTASIA GEOIDAL	DISTRIBUCIÓN DE LAS AGUAS OCEÁNICAS	10 – 200	0,1 – 10

Tabla 7: La eustasia: sus tipos, variables implicadas, amplitud de las oscilaciones, y frecuencia de las mismas (basado en MÖRNER, 1983).

precesionales, etc. En este sentido, MÖRNER (1987) resalta la trascendencia de la eustasia geoidal, que es capaz de ocasionar oscilaciones de gran amplitud en lapsos de tiempo muy breves. La importancia de los factores geoidales hace que la validez de un registro eustático quede limitada a una extensión regional, o incluso local; esto significa que es factible establecer curvas eustáticas regionales, pero debe huirse de su generalización a escalas inter-regional o global. Según el mencionado autor, hoy en día no es posible plantear una explicación única para los cambios del nivel marino ni construir una curva eustática global, ya que cada región concreta tiene su particular solución eustática.

5.1.2. Los ciclos glaciales pleistocénicos

El rasgo paleoambiental más destacable y bien conocido del Pleistoceno lo constituyen sin duda sus vicisitudes climáticas (ZUBAKOV & BORZENKOVA, 1990), las cuales se traducen en la alternancia de eventos de signo frío (máximos glaciales) que se van sucediendo intercalados entre

otros momentos interglaciales de clima más benigno. Habitualmente se distinguen cinco episodios glaciales principales (NILSSON, 1983) que, conforme a la nomenclatura clásica alpina, serían de mayor a menor antigüedad los siguientes: Donau, Günz, Mindel, Riss y Würm. La mayoría de los autores consultados individualizan con claridad tan sólo los cuatro últimos eventos antes enumerados, hablándose a veces de glaciaciones pre-günzienses para hacer referencia a los acontecimientos fríos más antiguos situados dentro del Pleistoceno Inferior (BONIFAY, 1975). Una visión simplificada de la situación cronoestratigráfica de las glaciaciones alpinas puede consultarse más adelante en la Tabla 19; a su vez, la Tabla 20 recoge las correspondencias entre las distintas terminologías de uso habitual para designar los episodios climáticos del Pleistoceno Medio y Superior.

Como ya se ha expuesto antes, estas fluctuaciones climáticas son las causantes de las oscilaciones marinas glacio-eustáticas que, a modo de dientes de sierra (FAIRBRIDGE, 1961), vienen a superponerse a las otras variables eustáticas tanto globales como regionales controladas por factores de tipos geodinámico y/o geofísico. La amplitud máxima de las oscilaciones marinas atribuidas a la eustasia glacial puede superar el centenar de metros, tal como ponen de manifiesto GUILCHER (1969) y MÖRNER (1983).

Una vez establecida la existencia de los ciclos glaciales cuaternarios y su repercusión en la historia del nivel de las aguas oceánicas, es preciso aludir a los mecanismos causales de estos cambios cíclicos. En la actualidad, existe un acuerdo casi total en cuanto a que las alternancias climáticas pleistocénicas están fuertemente condicionadas por modificaciones cíclicas de la insolación recibida por el planeta, debidas a factores astronómicos relacionados con variaciones en la geometría orbital de la Tierra (MARTINSON *et al.*, 1987; GALLUP *et al.*, 1994). Estas causas orbitales fueron postuladas en 1920 por M. Milankovitch —conocido astrónomo yugoslavo— quien aludía a variaciones en la excentricidad de la órbita traslacional del planeta, así como en la oblicuidad y precesión de su eje de rotación, para justificar la existencia de cambios cíclicos en la tasa de

radiación solar que alcanzaba la superficie terrestre, con las consiguientes repercusiones climáticas que se derivan. Las ideas de Milankovitch se mantienen todavía vigentes, y autores como IMBRIE *et al.* (1984) reconocen que las causas orbitales justifican el 75 % de las variaciones térmicas deducibles de los registros marinos de isótopos de oxígeno; otros investigadores (WINOGRAD *et al.*, 1988), aún reconociendo la validez de la teoría orbital de las alternancias glaciales, constatan que no existe una plena coincidencia con los ciclos de Milankovitch debido a la participación adicional de procesos internos del planeta.

En esta última línea citada BROECKER & DENTON (1989), aunque admiten las causas astronómicas normalmente argumentadas para explicar la variabilidad del clima cuaternario, se decantan por un modelo más complejo en el que intervienen (junto a los factores astronómicos) otras causas internas a nivel del planeta relacionadas con el funcionamiento del sistema atmósfera - oceano. Concretamente, dichos autores invocan la trascendencia de reorganizaciones totales en la circulación profunda de las aguas oceánicas, las cuales desencadenarían —en coincidencia con la ciclicidad astronómica— drásticos cambios climáticos al alcanzarse unos umbrales críticos en las variables del sistemas oceano - atmósfera.

Con respecto a los mecanismos causales de los ciclos climáticos pleistocénicos se mencionarán, para finalizar, las investigaciones recientes de SHOPOV *et al.* (1999); apuntan estos autores la posibilidad de que cambios periódicos en la luminosidad solar puedan ser también responsables en cierta medida de las fluctuaciones en el flujo energético que alcanza nuestro planeta, lo cual contribuiría —en conjunción con otros factores— al establecimiento de una compleja sucesión de mínimos y máximos de insolación correspondientes respectivamente a glaciaciones e interglaciales.

Las vicisitudes climáticas, y sobre todo los cambios de nivel marino ligados a ellas, han quedado bien documentados gracias a la presencia de formas y sedimentos pertenecientes a antiguas líneas de costa, las cuales se

relacionan con paleoniveles marinos pleistocénicos. Lógicamente, la observación directa se suele ver limitada a los restos de niveles marinos ocurridos durante los episodios interglaciales, ya que las líneas de costa asociadas a eventos de signo frío se localizan en el presente bastante por debajo de la cota actual de las aguas marinas. Las evidencias sobre las oscilaciones negativas del nivel marino a lo largo del Pleistoceno, se han obtenido por lo general mediante métodos indirectos, como por ejemplo a través de la datación de estalagmitas aéreas sumergidas hoy en día en las cavidades kársticas litorales (SPALDING & MATHEWS, 1972; GASCOYNE *et al.*, 1979).

El conocimiento de los niveles marinos interglaciales es bastante aceptable, a escala global, en lo que atañe a los últimos 400 ka (ZAZO, 1999). Los datos disponibles presentan una correspondencia grosera entre máximos transgresivos interglaciales y los estadios paleoclimáticos de signo cálido, deducidos del estudio isotópico de sedimentos marinos profundos (SHACKLETON & OPDYKE, 1973), registro del que más adelante nos ocuparemos. A pesar de esta relativa concordancia, subsisten imprecisiones sobre la duración concreta de cada interglacial, siendo también inciertos el número, la cronología y sobre todo la altitud de los distintos subestadios transgresivos que pueden distinguirse en cada período interglacial; en ningún caso existen evidencias de que el nivel marino global haya alcanzado, durante los últimos 300 ka, una altitud superior a los 8 metros con respecto al ± 0 actual (GALLUP *et al.*, 1994). En este contexto, el mejor conocido es con toda lógica el último acontecimiento interglacial (estadio isotópico 5, que se situaría entre las glaciaciones Riss y Würm), que implica hasta cuatro pulsaciones positivas de la superficie oceánica situadas cronológicamente entre 130 y 80 ka B.P. (NEUMANN & HEARTY, 1996), las cuales son correlacionables en puntos muy dispares del planeta (ZAZO, 1999).

Un último aspecto a comentar sería la velocidad a la que operan las fluctuaciones marinas debidas a causas glacio-eustáticas. Por ejemplo, HARMON (1980) sugiere tasas de descenso del nivel marino de 2 a 6

mm/año en los momentos de transición hacia condiciones glaciales, apuntando velocidades de ascenso de 5 a 8 mm/año durante el cambio hacia eventos de signo cálido. Otros autores (JOHNSEN *et al.*, 1992; PEEL, 1992) también coinciden en que el calentamiento que pone fin a un ciclo glacial puede ocurrir en tan sólo unas pocas décadas, mientras que el proceso inverso de enfriamiento es mucho más lento. En este sentido DANSGAARD *et al.* (1989) documentan, a partir de sondeos en el hielo de Groenlandia, un calentamiento de 7 ° C en tan sólo 50 años correspondiente al abrupto final del Younger Dryas, el cual supone la pulsación fría que marca el fin de la última glaciación.

Más recientemente, LUNDBERG (1997) deduce una variación positiva del nivel marino del orden de 50 metros acontecida en tan sólo 1.000 años. Se basa para ello en la datación de una estalagmita sumergida a -45 metros en una cueva de las Bahamas, y depositada en condiciones vadosas entre 142 y 132 ka B.P.; es decir tan sólo algo más de un milenio antes de la cronología usualmente asignada al acontecimiento Termination II, que delimita el final de la penúltima glaciación. La tasa de ascenso glacio-eustático resultante sería en este caso la nada despreciable cifra de 50 mm/año, magnitud que tal vez requeriría ser contrastada con dataciones adicionales.

5.1.3. La historia del nivel marino durante el Cuaternario

Uno de los rasgos destacables del nivel marino en el Pleistoceno ha sido su tendencia general descendente, enmascarada en cierta medida por las fluctuaciones glacio-eustáticas antes tratadas. Esta tendencia ha producido un marcado escalonamiento de las antiguas líneas de costa y terrazas marinas, que se manifiesta en una altitud decreciente de los paleoniveles marinos pleistocénicos a medida que nos acercamos al momento actual. Dicho incremento en edad de los yacimientos marinos, paralelo al de su altimetría, pone de manifiesto un descenso general del nivel

del mar evidenciado tanto en el área mediterránea (HEY, 1978; PIRAZZOLI, 1987) como en las costas atlánticas ya sean europeas o africanas (GUILCHER, 1969) o incluso de América del norte (FAIRBRIDGE, 1961).

La explicación a estos fenómenos hay que buscarla en factores de tipo tectono-eustático (deformaciones de las cuencas oceánicas), ya insinuados tempranamente por destacados científicos como Ch. R. Darwin, o desarrollados más tarde por J. Bourcart en su teoría de la "flexure continental"; no obstante, FAIRBRIDGE (1961) apunta asimismo como factor explicativo posibles causas geodéticas regionales. De todos modos, hay que reconocer que esta tónica descendente del nivel marino no es extrapolable a todo el globo. Así, GUILCHER (1969) señala la ausencia en Madagascar de las terrazas elevadas del Pleistoceno antiguo, sugiriendo que tales paleoniveles pueden haber existido en todo el mundo, pero no necesariamente a altitudes muy superiores al actual nivel del mar.

Acto seguido se exponen con brevedad los datos disponibles sobre la historia del nivel marino en diversas partes del planeta, en concreto en el Mediterráneo y en las costas tectónicamente más estables de algunas islas del Atlántico norte (Bermudas y Bahamas).

El conocimiento del nivel marino en la cuenca mediterránea. La secuencia típica del Cuaternario marino mediterráneo refleja con claridad la tendencia descendente que antes se ha descrito (ver Figura 47 a). Es posible observar en ella cómo las líneas de costa interglaciales del Pleistoceno Inferior se localizan a alturas de hasta 100 metros s.n.m., altitud que decrece de forma paulatina a medida que nos acercamos al momento presente. La Figura 47 b representa una curva eustática global, elaborada por FAIRBRIDGE (1961) sobre la base del registro clásico mediterráneo; esta curva muestra la trayectoria altimétrica decreciente del nivel marino durante el Pleistoceno, sobre la cual se superponen las abruptas pulsaciones transgresivas y regresivas ligadas a las causas glacio-eustáticas.

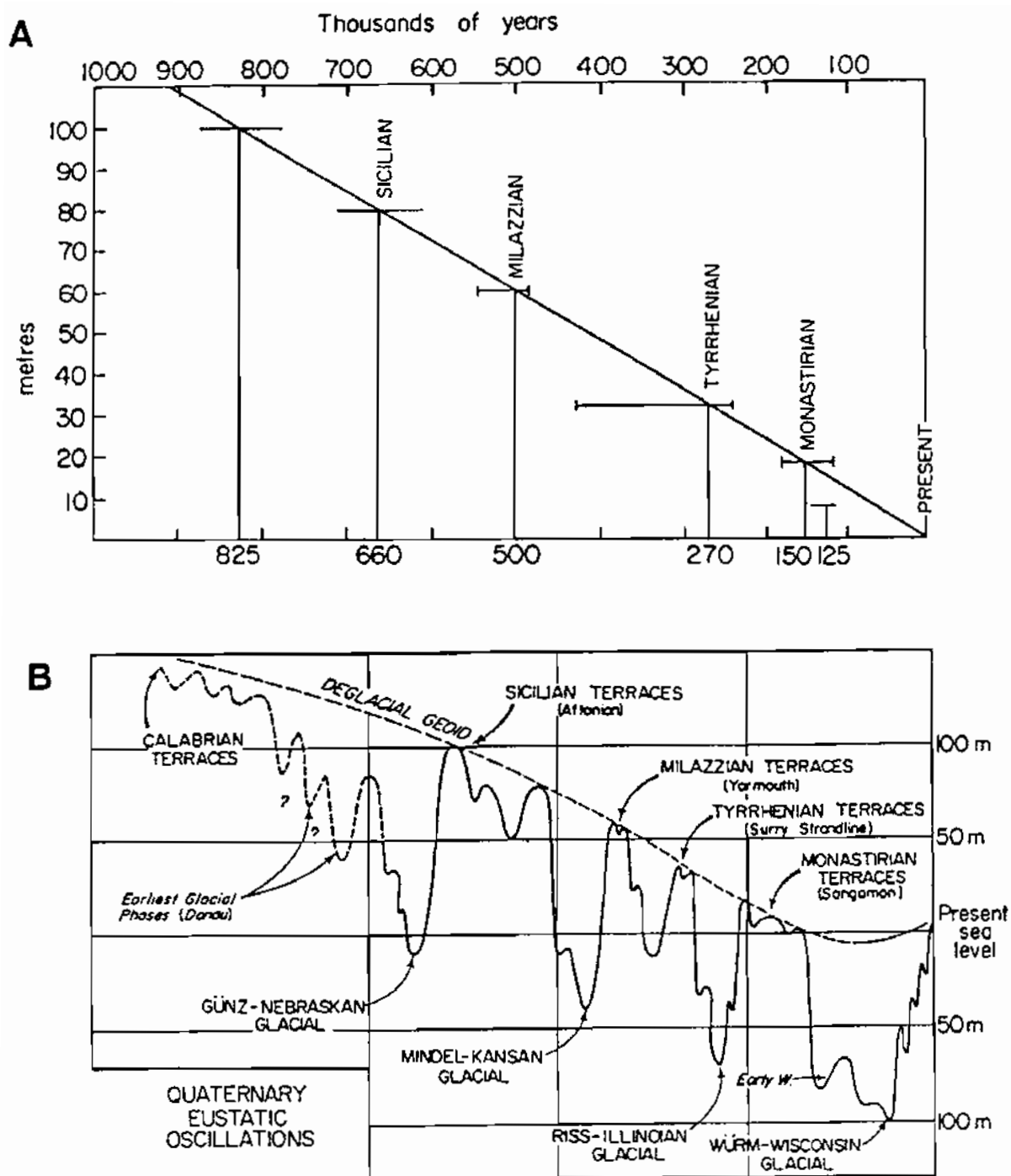


Figura 47: **A**: Tendencia descendente del nivel marino a lo largo del Pleistoceno, atribuible a factores de tipo tectono-eustático (reproducido de Zeuner, 1945; según FAIRBRIDGE, 1961). **B**: Ejemplo algo anticuado de curva eustática del Pleistoceno, basada en la secuencia mediterránea tradicional (según FAIRBRIDGE, 1961). La nomenclatura y el posicionamiento cronológico de algunos pisos (Tyrrhenian, Monastirian) resultan hoy en día discutibles e incluso equívocos, al estar basados en trabajos de la primera mitad del siglo XX. El eje temporal no está representado a escala.

Si bien en términos generales, y a pesar de su antigüedad, las representaciones recogidas en la Figura 47 son válidas para el conjunto del área mediterránea, la terminología usada en ellas puede resultar algo equívoca. Esto se debe a que su autor reflejó la posición cronoestratigráfica de los episodios interglaciales conforme a las ideas de investigadores pioneros de esta materia —como C. Depéret y F.E. Zeuner—, quienes individualizaban los distintos pisos en base a criterios sobre todo altimétricos, en lugar de usar aquéllos estrictamente faunísticos; de esta manera eran calificadas de tirrenienses las terrazas inmediatamente anteriores al Riss (se trataría del actual Paleotirreniense), atribuyendo al Monastiriense las playas fósiles pertenecientes al último interglacial, que de hecho serían los depósitos típicos del Tirreniense según las concepciones actuales. En este sentido, hoy en día se reserva el término Tirreniense para hacer alusión a los niveles marinos con *Strombus*, pertenecientes básicamente al último acontecimiento interglacial (PIRAZZOLI, 1987; ZAZO *et al.*, 1987).

Tal como se puede ir comprobando, en la nomenclatura de los pisos del Cuaternario marino mediterráneo reina bastante confusión, siendo también imprecisa la posición cronológica y altimetría de los distintos episodios interglaciales. En este línea de razonamiento, trabajos como el de RIBA (1981) dan cuenta de hasta qué punto pueden ser confusas estas cuestiones de terminología en nuestra área de referencia. Como dificultad adicional, HEY (1978) menciona que los desplazamientos verticales del litoral dificultan la correlación entre las diferentes áreas mediterráneas, de cara a la obtención de valores altimétricos precisos para las estabilizaciones marinas pleistocénicas.

Una discusión pormenorizada sobre las líneas de costa cuaternarias observables en el Mediterráneo occidental —y concretamente en Mallorca— es efectuada en un capítulo posterior, recomendando por tanto la consulta de las Tablas 19 y 20 para obtener una visión sintética de su cronoestratigrafía y sus correspondencias terminológicas. Con la finalidad de minimizar las reiteraciones, expondremos ahora de manera muy resumida

los rasgos básicos de la historia del nivel marino desde la perspectiva de las investigaciones de BUTZER & CUERDA (1962) y CUERDA (1975). Comenzando por el Pleistoceno Inferior, éste presenta restos de antiguas líneas de costa cercanas o superiores a los 90 metros s.n.m., altitud que desciende en torno a los +50 metros para los paleoniveles marinos del Pleistoceno Medio, como por ejemplo el Milazziense. Inmediatamente antes de la glaciación Riss se sitúa el Paleotirreniense, con depósitos y formas de erosión litoral que alcanzan altitudes máximas de 35 metros s.n.m. El Eutirreniense está caracterizado por la presencia de fauna termófila, contenida en playas fósiles localizadas a alturas de entre +1 y +14 metros; se trata de los depósitos pertenecientes básicamente al último interglacial (Riss - Würm). El Neotirreniense sería un breve episodio que dejará, a altitudes próximas a los +2 metros, restos que contienen una fauna termófila empobrecida en especies características; este piso se sitúa en cuanto a su cronología en los inicios de la glaciación Würm. Finalmente, el Versiliense (o Flandriense) representa el máximo transgresivo postglacial, el cual no supera los 2 metros de elevación con respecto al presente nivel marino. La Figura 80 resume la visión del Pleistoceno marino de Mallorca, de acuerdo con la detallada e importante obra de CUERDA (1975).

El registro marino de isótopos de oxígeno. A partir de los años 50 el estudio del Cuaternario se ha beneficiado de importantes avances en campos como el de la geoquímica isotópica. La investigación del registro marino profundo, realizada en base al análisis de los isótopos estables del oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) en los restos de foraminíferos, permitió a EMILIANI (1955) establecer una serie de estadios climáticos, que reflejan acusadas variaciones termométricas ligadas a los ciclos glaciales cuaternarios. Hay que tener presente que la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ está controlada por la temperatura, siempre y cuando se puedan descartar otras causas que participen en el fraccionamiento isotópico del oxígeno.

Investigaciones posteriores realizadas por SHACKLETON & OPDYKE (1973) se ocuparon de la estratigrafía isotópica de un sondeo, procedente del Pacífico ecuatorial (sondeo V28-238), que aportaba una secuencia continua y no disturbada de sedimentos depositados durante los últimos 870 ka. Estos autores distinguían 22 estadios paleoclimáticos, que se traducen en alternancias de momentos de alto y bajo volumen de hielos en el hemisferio Norte. El estudio paleomagnético de los sedimentos del sondeo, permitió a su vez un adecuado encuadre cronológico de los estadios isotópicos individualizados. En la Figura 48 es posible consultar el tramo final de la curva de isótopos de oxígeno establecida a partir del registro marino profundo; en este gráfico los picos —designados mediante números impares— representan estadios de signo cálido (interglaciales), los cuales de forma grosera se correlacionarían con eventos de nivel marino elevado.

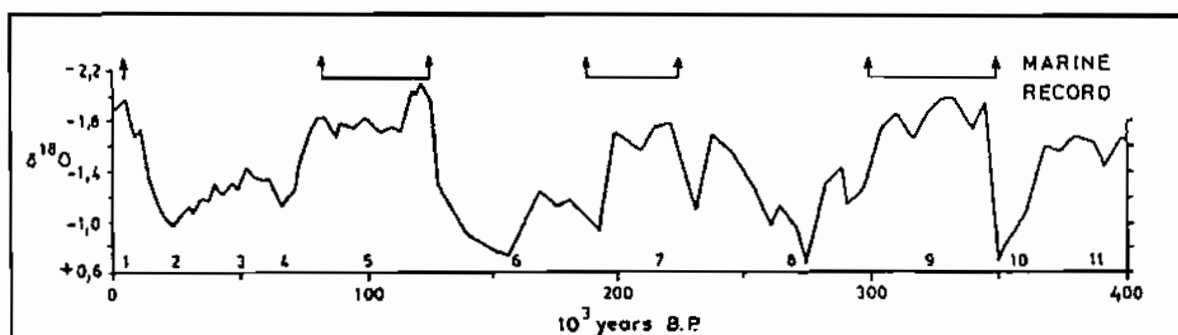


Figura 48: Los estadios paleoclimáticos de los últimos 400 ka, tal como fueron establecidos por SHACKLETON & OPDYKE (1973) a partir del registro de isótopos de oxígeno en los foraminíferos de sedimentos marinos profundos del Pacífico ecuatorial. Los picos corresponden a eventos cálidos (estadios isotópicos impares), los cuales implican un nivel marino semejante o superior al actual (flechas ascendentes).

El registro profundo del Pacífico ecuatorial se correlaciona muy bien con otras secuencias marinas descritas en el Caribe y el océano Atlántico. De igual modo, los estadios paleoclimáticos distinguidos por SHACKLETON & OPDYKE (1973) concuerdan muy bien con las curvas de isótopos de oxígeno obtenidas con posterioridad, ya sea en sondeos efectuados en el

hielo antártico (JOUZEL *et al.*, 1987) o mediante la investigación de calcitas depositadas en ambientes freáticos continentales como la Devils Hole, en Nevada U.S.A. (WINOGRAD *et al.*, 1992).

La contrastada validez de este tipo de registro paleoclimático, cuya cronología ha sido afinada recientemente por MARTINSON *et al.* (1987), ha permitido corroborar la participación de los ciclos astronómicos de Milankovitch en la alternancia de los climas pleistocénicos (IMBRIE *et al.*, 1984). De esta manera, los estadios isotópicos establecidos en base al registro marino profundo se han constituido en la columna vertebral de los estudios acerca del Cuaternario, ya que suponen una referencia terminológica y cronológica unívoca para aludir a los distintos eventos climáticos acontecidos en los últimos 800 ka; en este contexto, la alusión a las glaciaciones alpinas y/o los pisos marinos interglaciales resulta hoy en día obsoleta e inadecuada, en razón de lo impreciso de dichas subdivisiones cronoestratigráficas. Aún así, aunque se reducirán al mínimo, no será posible evitar en esta memoria la referencia al esquema clásico de las glaciaciones alpinas, sobre todo a la hora de relacionar los resultados que se obtengan con el conocimiento ya existente sobre estas materias.

Las islas tectónicamente estables del Atlántico norte. Los avances más actuales en cuanto a la determinación de la historia reciente del nivel marino desde una perspectiva global, han ido de la mano de las investigaciones realizadas en las costas relativamente estables de algunas islas del Atlántico norte, como las Bermudas y las Bahamas (HARMON, 1980; HARMON *et al.*, 1978a; NEUMANN & HEARTY, 1996). El estudio de las fluctuaciones eustáticas se ha beneficiado, en este caso, del uso de las técnicas de datación radiométrica (Th/U, en especial) aplicadas a los corales —para obtener datos cronológicos sobre los eventos interglaciales— así como a las estalagmitas sumergidas (SPALDING & MATHEWS, 1972; GASCOYNE & BENJAMIN, 1977), con la finalidad de reconstruir los movimientos regresivos del nivel marino (Figura 49 a).

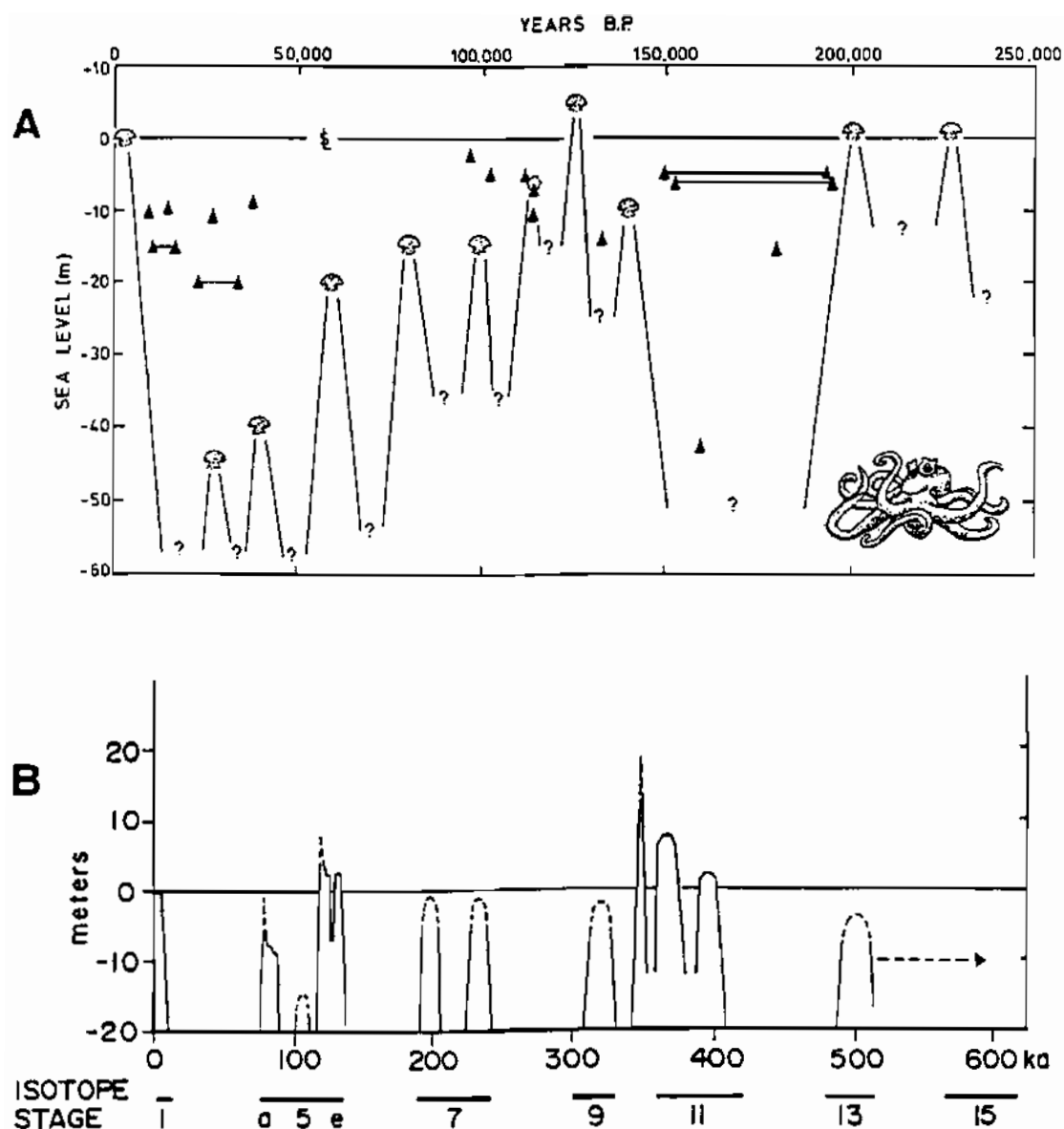


Figura 49: Diagramas esquemáticos en los que se representan las fluctuaciones del nivel marino ocurridas a lo largo del Pleistoceno Medio y Superior.

A: Historia del nivel marino durante los últimos 250 ka —según HARMON (1980)— deducida a partir de dataciones de corales en Barbados, Nueva Guinea, Hawaii, Bahamas y Bermudas, así como de estalagmitas sumergidas procedentes de Bermudas y Bahamas (triángulos negros). Los picos existentes entre 75 y 130 ka se corresponderían con los distintos subestadios observables dentro del estadio isotópico 5, es decir el último interglacial; concretamente, el pico en torno a los 125 - 130 ka pertenecería al subestadio 5e.

B: Estadios de nivel marino elevado, en los últimos 500 ka, interpretados en base a la geología y las dataciones efectuadas en Eleuthera Island, Bahamas (según HEARTY, 1998).

Estas investigaciones, desde el momento en que se sustentan en métodos de datación absoluta de fiabilidad más que contrastada, han sido referenciadas ya desde sus inicios a la curva de isótopos de oxígeno establecida a partir de la sedimentación oceánica profunda (SHACKLETON & OPDYKE, 1973). Esta circunstancia supone un avance cualitativo importante, puesto que los paleoniveles marinos determinados lo son sobre una base temporal y paleoclimática precisa y unívoca, carente de las limitaciones cronológicas inherentes al registro marino cuaternario tradicional.

Los datos obtenidos mayoritariamente en las Bermudas (HARMON *et al.*, 1983; HARMON, 1985) sugieren que el nivel del mar ha sido superior al actual en contadas ocasiones durante los últimos 250 ka; en concreto durante el estadio isotópico 7 (hace unos 200 - 230 ka), y en diversas pulsaciones ocurridas en torno a los 125 ka (estadio isotópico 5) correspondientes al último evento interglacial, aparte claro está del máximo reciente postglacial. Resultados similares aportan GALLUP *et al.* (1994), para las islas Barbados, y HEARTY (1998) para las Bahamas, archipiélago donde este último autor reconstruye una curva eustática que abarca hasta 500 ka B.P. (Figura 49 b), basada en la geología de la isla Eleuthera. En dicha curva destacan algunos picos transgresivos interglaciales —que implican un nivel del mar superior al del momento presente— situados en el estadio 11 (350 - 400 ka B.P.) así como formando dos pulsaciones distintas correspondientes al subestadio 5e; asimismo, paleoniveles marinos semejantes al actual se alcanzaron presumiblemente durante los eventos climáticos 9, 7, 5a y 1.

Las dataciones Th/U de espeleotemas aéreos sumergidos en cuevas costeras han servido, por otra parte, para conocer los momentos regresivos asociados a acontecimientos de signo frío (ver Figura 49 a), siendo posible establecer que durante la penúltima glaciación —estadio isotópico 6— el nivel marino descendió como mínimo por debajo de la cota -45 metros (HARMON, 1980; LUNDBERG, 1997).

Epílogo. Aunque ya se ha hablado acerca de las dificultades de establecer curvas eustáticas válidas a escala global, cada vez se conocen con mayor precisión y detalle los niveles marinos interglaciales representados en zonas muy diversas del planeta. Además la incorporación de las técnicas radiométricas, aplicadas a la datación de las conchas de moluscos, ha venido a precisar la cronología de importantes yacimientos marinos, interpretados antes sólo desde una óptica faunístico-geomorfológica. Investigaciones como las desarrolladas por HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) en el Pleistoceno Superior de Mallorca, se situarían dentro de esta línea de progreso cualitativo.

estadios isotópicos (interglaciales)	subestadios	edad aproximada (ka)	altimetría de las terrazas marinas (m)			terminología clásica mediterránea
			costas estables del Atlántico norte	Mediterráneo hispano	Mallorca	
1		10			+ 2	Versiliense WÜRM
5	5 a	85	± 0	+ 1	+ 2	Neotirreniense
	5 c	105	- 12	+ 8	+ 1	Eutirreniense
	5 e	117	+ 8	+14 a +7	+ 2	
		135	+ 4		+ 3	
7	7 a	200	+ 2,5	+ 17	+ 8	RISS Paleotirreniense
	7 c		± 0	?		
9		325	+ 4	+ 30	+ 35	
11		400	+ 4	+ 40	+ 55	MINDEL

Tabla 8: Síntesis de las terrazas marinas interglaciales depositadas durante los últimos 400 ka, y sus respectivas altimetrías.

Basado en ZAZO (1999), modificado y complementado con datos de Mallorca —en cursiva— según BUTZER (1975) y CUERDA (1975).

Hoy en día existe un relativo consenso sobre el número y posicionamiento cronológico de las pulsaciones interglaciales de los últimos 400 ka. Concretamente, ZAZO (1999) distingue al menos sendos picos transgresivos en los estadios isotópicos 11 y 9, un mínimo de otros dos picos durante el estadio 7 (aprox. 230 - 200 ka B.P.), y cuatro pulsaciones positivas entre 130 y 85 ka pertenecientes al último período interglacial (estadio isotópico 5). Para finalizar, el máximo transgresivo postglacial se sitúa en torno a los 7 ka B.P.

En la Tabla 8 se han resumido los datos disponibles sobre los paleoniveles marinos interglaciales del Pleistoceno Medio y Superior, expresando su altimetría tanto en el Mediterráneo hispano (incluyendo Mallorca) como en las costas menos inestables de algunas islas del Atlántico norte (Bermudas y Bahamas); para facilitar las correlaciones con la secuencia cuaternaria tradicional, se ha incluido la terminología de los correspondientes pisos marinos en la isla de Mallorca, de acuerdo con los criterios de CUERDA (1975). Como complemento a lo expuesto en este capítulo, una discusión pormenorizada sobre el Cuaternario marino de nuestra isla es llevada a cabo en el siguiente gran bloque temático de esta memoria.

5.2. Repercusiones geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral

El carácter inestable —a escala geológica— del nivel de las aguas oceánicas conlleva una complicada gama de consecuencias sobre el devenir geomorfológico del endokarst costero, a las que merece la pena dedicar algo de atención. Las interacciones entre nivel marino y morfogénesis subterránea de las costas calcáreas se concretan en dos grandes grupos: unas repercusiones de índole activa, como podría ser su funcionamiento a modo de nivel de base controlador de la hidrología y la espeleogénesis, además de otras interferencias que podríamos calificar de pasivas, entre las cuales se contarían por ejemplo la inundación (durante pulsaciones transgresivas) de cavidades litorales evolucionadas en condiciones vadosas, y la posible precipitación de carbonatos freáticos en los lagos hipogeos así generados.

Todas estas interacciones entre dinámica litoral y morfogénesis endokárstica originan un complejo entramado de formas y sedimentos (MONTORIOL-POUS, 1961; MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963), en los que la historia cuaternaria del nivel del mar viene a introducir una incuestionable componente cronológica. La posibilidad de relacionar las etapas morfo-sedimentarias discernibles en las cavidades costeras con paleoniveles del mar se muestra sumamente útil para la reconstrucción, y ubicación en el tiempo, de los acontecimientos que han ido configurando la historia geomorfológica de las áreas calcáreas litorales. Dentro de esta línea, en el presente capítulo se expone el escenario general de las interferencias entre los dos modelados de nuestro interés —karst y litoral— para, con posterioridad, abordar en extenso algunas de esas interacciones, convenientemente ilustradas con ejemplos de localidades destacables.

5.2.1. Consecuencias de las variaciones del nivel marino sobre el endokarst costero: intento de sistematización

Aparte del estudio de las microformas de erosión en los litorales calcáreos, las interrelaciones geomorfológicas entre costa y karst —abordadas en un sentido más amplio— han comenzado a ser objeto de una atención digna de ser mencionada a partir sobre todo de la década de los 80. Desde ese momento ha ido viendo la luz una relativamente extensa bibliografía, entre la que destacan algunas obras de síntesis como las de GUILCHER *et al.* (1982) y NICOD (1986); en ambas se individualizan con claridad dos bloques temáticos bien diferentes, como son por un lado el estudio particularizado de las formas de lapiaz litoral y, de otra parte, la interpretación de las relaciones entre variaciones del nivel marino y evolución de los macizos calcáreos costeros, entendiendo pues el karst litoral como un sistema geomorfológico complejo. Esta dicotomía es posible observarla asimismo en las investigaciones sobre karst costero llevadas a cabo en diversas áreas geográficas, tales como el archipiélago de Malta, el Adriático o las costas atlánticas de Marruecos (GUILCHER & PASKOFF, 1975; KRANJC, 1987; WEISROCK, 1982).

Paralelamente, los manuales recientes sobre geomorfología kárstica comienzan a ocuparse de las relaciones entre costa y karst (JENNINGS, 1985), enfatizando las implicaciones de las oscilaciones del nivel marino en el desarrollo del karst costero. En este sentido, FORD & WILLIAMS (1989) resaltan lo efímero (desde el punto de vista temporal) del presente nivel del mar, mencionando que éste ha estado a cotas situadas entre -20 y -50 metros durante el 45 % de los últimos 240 ka. Los temas tratados de manera somera en estas obras van desde las meso- y microformas de erosión de las costas carbonatadas, hasta la presencia de formas exo- y/o endokársticas inundadas a causa de ascensos relativos del nivel marino, pasando por la karstificación en eolianitas y en terrazas arrecifales pleistocénicas. También se interpretan las repercusiones de las oscilaciones marinas en la hidrología y la espeleogénesis de las costas calcáreas, así como en aspectos concretos de la evolución morfológica de sus cavidades; dentro de esta línea, la

presencia de espeleotemas aéreos sumergidos (básicamente estalagmitas) ha suministrado valiosos datos cronológicos sobre las cuevas que los albergan y, en particular, sobre la historia del nivel marino durante episodios regresivos pleistocénicos (SPALDING & MATHEWS, 1972; GASCOYNE & BENJAMIN, 1977; GASCOYNE *et al.*, 1979; HARMON, 1980).

hidrología	<ul style="list-style-type: none"> - control marino de la posición altimétrica del plano de las aguas freáticas litorales - establecimiento de lagos de aguas salobres en las cuevas costeras, en relación con las fluctuaciones del nivel del mar - el nivel de base marino controla las líneas de drenaje de las aguas subterráneas y la localización de las surgencias costeras - se produce disolución freática de carbonatos y creación de porosidad, en la zona de mezcla entre aguas continentales y marinas
morfo- génesis	<ul style="list-style-type: none"> - control marino de las zonas preferenciales de espeleogénesis - existencia de cuevas de génesis marina actuales, y/o correspondientes a antiguos niveles del mar - captura de cavidades kársticas por parte de mecanismos de erosión litoral
rellenos de cavidades	<ul style="list-style-type: none"> - presencia en cuevas costeras de rellenos diversos de origen marino y/o eólico (gravas, arenas marinas o eólicas...) - abundancia de secuencias estratigráficas complejas en las que se interdigitan sedimentos litorales, brechas kársticas, restos paleontológicos y depósitos estalagmíticos - tiene lugar la deposición freática de carbonatos, en lagos hipogeos litorales controlados por el nivel marino actual o pretérito
espeleo- cronología	<ul style="list-style-type: none"> - posibilidad de establecer correlaciones altimétricas entre etapas morfogenéticas de las cavidades y paleolíneas de costa de edad conocida - los depósitos estalagmíticos vadosos, sumergidos en los lagos hipogeos actuales, registran eventos climáticos de signo frío - las formas endémicas de vertebrados terrestres incluidos en los sedimentos de cavernas costeras, aportan valiosos datos estratigráficos y cronológicos - las cristalizaciones freáticas de carbonatos constituyen un buen registro de los paleoniveles marinos pleistocénicos

Tabla 9: Algunas consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral.

A pesar de la relativa abundancia de literatura sobre el karst litoral, se echan a faltar intentos de sistematización de las interferencias entre los dos modelados actuantes en este dominio geomorfológico concreto. Con la intención de paliar esta deficiencia, la Tabla 9 pretende esquematizar las consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino en lo que respecta exclusivamente a su repercusión sobre el endokarst litoral, el cual representa el objeto principal de nuestro interés. Esta sistematización,

que será desarrollada en detalle acto seguido, ha sido realizada desde un plano del todo teórico, dejando para más adelante el análisis de las interferencias observadas en las cavidades que se han visitado.

Las consecuencias que se derivan de las fluctuaciones del nivel del mar interactuando sobre la endokarstificación litoral, han sido agrupadas para mayor claridad en cuatro categorías (ver Tabla 9). En primer lugar, desde el punto de vista de las repercusiones relacionadas con la hidrología de los acuíferos carbonatados costeros, debe tenerse presente que la superficie de las aguas marinas constituye el nivel de base al cual se ajusta la posición altimétrica del plano de las aguas freáticas litorales. Esta circunstancia origina, en primera instancia, el establecimiento de lagos subterráneos de aguas más o menos salobres en las cavidades de la franja costera, con independencia de la zona hidrológica en que éstas se hubiesen generado y evolucionado (GINÉS & GINÉS, 1975); estos lagos acusan la influencia de fluctuaciones menores, como las mareas, al existir un equilibrio dinámico continuo entre las aguas subterráneas continentales y las aguas oceánicas. Pero las repercusiones de índole hidrogeológica no se limitan a la inundación pasiva de cuevas próximas a la costa, sino que el nivel de base marino controla la posición tridimensional de la lente de aguas subterráneas continentales y de las líneas de drenaje de estas aguas freáticas (GRODZICKI, 1985; LOWRY & JENNINGS, 1974), condicionando la disposición espacial de las surgencias costeras que adoptan la forma de exutorios submarinos. Asimismo, es preciso resaltar que en la zona freática de las áreas kársticas litorales tienen lugar procesos de mezcla de aguas marinas y continentales, los cuales potencian la actuación de los mecanismos espeleogenéticos a causa de la agresividad resultante de dichos procesos geoquímicos (BACK *et al.*, 1984; PLUMMER, 1975).

En un segundo lugar, moviéndonos ahora en el plano de las repercusiones de carácter morfogénico —entendido este concepto en un sentido restringido tan sólo a la generación de formas erosivas— es bien patente que el mar, al actuar como nivel de base hidrogeológico, controla la posición de las zonas preferenciales de espeleogénesis, ligadas por lo

general a los mecanismos de mezcla freática antes mencionados (JAMES *et al.*, 1989). Como resultado de ello, las oscilaciones del nivel marino implicarán la pareja migración altimétrica de aquellos sectores donde tiene lugar la máxima creación solucional de porosidad y la excavación preferente de conductos endokársticos, siendo posible en ocasiones el reconocimiento de horizontes espeleogenéticos relacionados con paleoniveles del mar pleistocénicos (MYLROIE & CAREW, 1988; PROCTOR, 1988). Aparte de los mecanismos erosivos propios del modelado endokárstico, la dinámica litoral

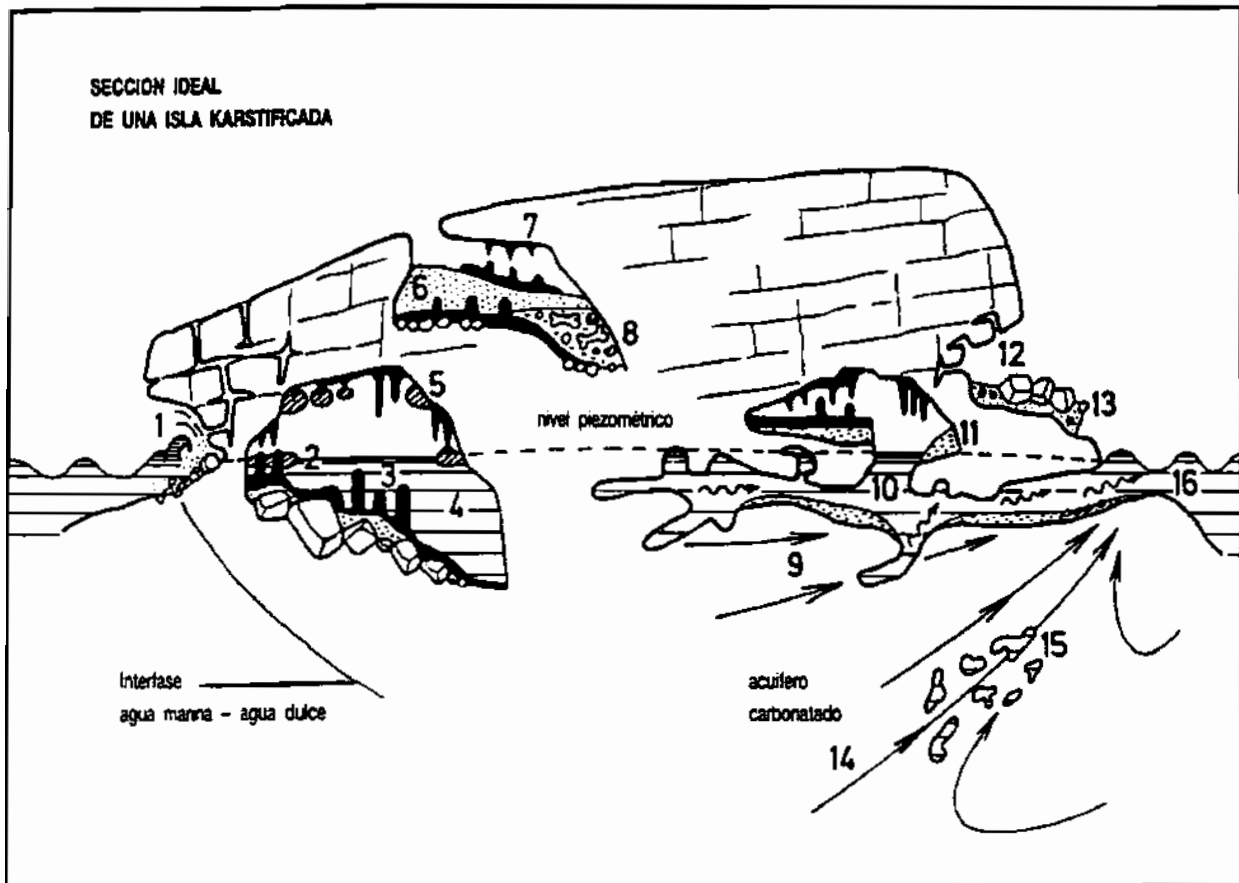


Figura 50: Formas y sedimentos derivados de las interferencias entre endokarstificación y modelado litoral, que resultan de interés para la realización de estudios espeleocronológicos (según GINÉS & GINÉS, 1986).

1: abrasión marina en las proximidades de una cueva kárstica; 2: espeleotemas freáticos subactuales; 3: estalagmitas sumergidas; 4: lagos salobres; 5: paleonivel de espeleotemas freáticos; 6: arenas eólicas; 7: estalagmitización aérea; 8: brecha con huesos de vertebrados; 9: flujo de las aguas subterráneas; 10: cueva kárstica hidrológicamente activa; 11: sedimentos arcillosos hipogeos; 12: antigua cueva marina; 13: gravas y sedimentos marinos; 14: zona de mezcla (agua marina - agua dulce) subsaturada con respecto a la calcita; 15: cavidades de disolución; 16: surgencia submarina.

ocasiona la excavación de cuevas de génesis estrictamente marina, ya sean actuales o pertenecientes a antiguas líneas de costa. Las cavidades de abrasión marina pueden a su vez capturar vacíos de origen kárstico, dando origen a cavernas de génesis mixta: se trata de las *capturas kárstico-marinas* de MONTORIOL-POUS (1971a). Estos últimos fenómenos citados poseen un alto interés espeleocronológico, ya que pueden permitir individualizar y datar etapas evolutivas de las cavidades (y los sedimentos asociados a tales etapas), haciéndolo sobre la base de criterios temporales de anterioridad o posterioridad en relación con el momento concreto en que se produjo el hecho de la captura marina.

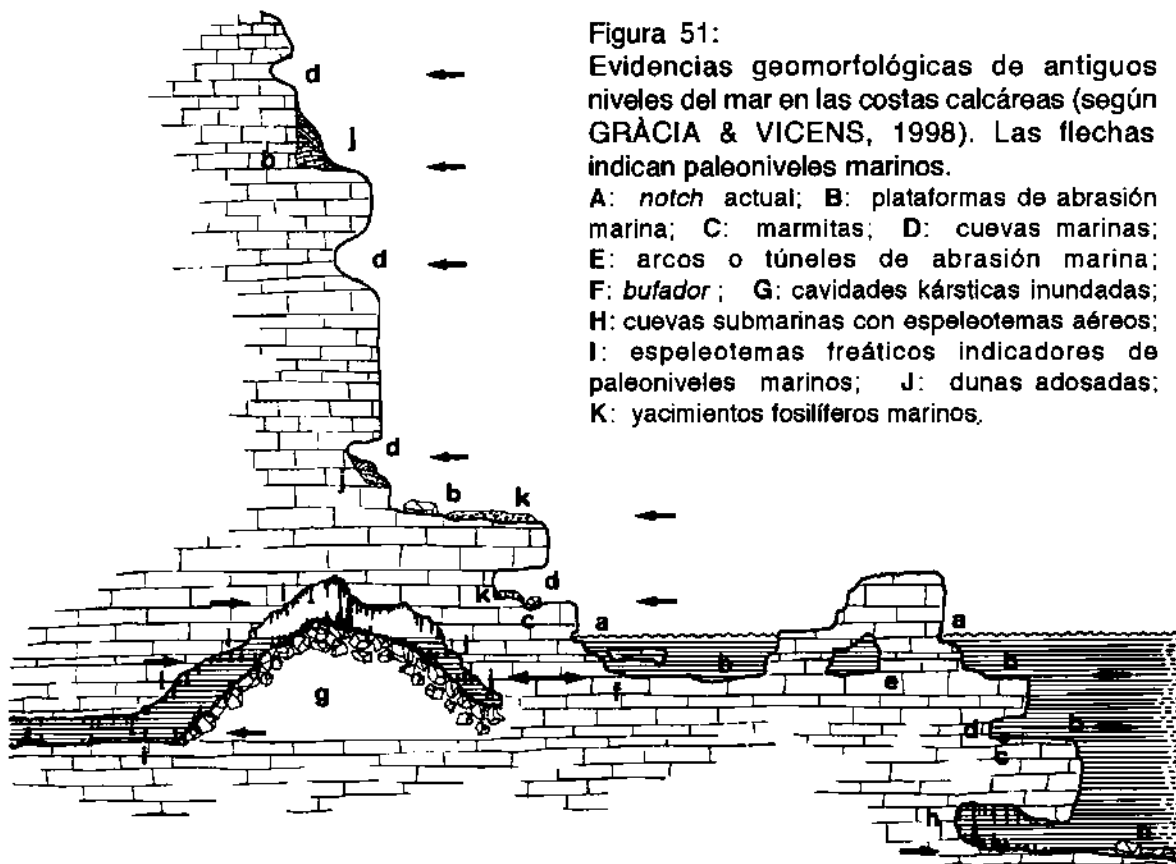
La tercera categoría de interferencias que hemos establecido agrupa determinados rellenos de cavidades asociados, de una manera u otra, al carácter litoral de las formas subterráneas. Por un lado, las cuevas costeras contienen con frecuencia sedimentos diversos (gravas, arenas...) de origen marino y/o eólico, interdigitados a menudo entre depósitos químicos vadosos (coladas estalagmíticas...); en otras ocasiones, este tipo de depósitos está integrado en complejas secuencias estratigráficas que incluyen brechas kársticas, en las cuales no es rara la presencia de restos paleontológicos plio-pleistocénicos (GINÉS & FIOL, 1981). Pero sin duda el relleno de cavidad más conspicuo —y totalmente específico del endokarst costero— lo constituye la deposición freática de carbonatos, en lagos hipogeos controlados por la posición del nivel marino actual o pretérito (GINÉS & GINÉS, 1974; GINÉS *et al.*, 1981a, 1981b). La originalidad y belleza de estos depósitos es remarcable, al igual que su potencial de estudio desde los puntos de vista paleoclimático y cronológico.

Finalmente, el cuarto grupo de consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones marinas (ver Tabla 9) hace referencia a las implicaciones espeleocronológicas que se derivan de la casuística descrita en las categorías precedentes. De todo lo expuesto más arriba es fácil deducir la posibilidad del establecimiento de correlaciones altimétricas, entre etapas morfogenéticas concretas de algunas cavidades y paleolíneas de costa de

edad conocida; este tipo de correlaciones puede aportar indicios cronológicos válidos, por ejemplo, en casos como el de las capturas marinas y los sedimentos asociados a ellas. Por otra parte, la estalagmitización aérea ofrece amplias perspectivas de datación radiométrica, que permite documentar con precisión las fases principales de precipitación vadosa de carbonatos, permitiendo además determinar la edad de los sedimentos recubiertos por las coladas estalagmíticas datadas. La presencia de estalagmitas aéreas sumergidas en los lagos actuales de cuevas costeras, aporta informaciones cronológicas sobre los momentos de descenso relativo del nivel marino durante episodios de signo frío, tal como se ha mencionado con anterioridad. En un contexto bien diferente, las formas endémicas de vertebrados terrestres, incluidos en las secuencias sedimentarias de algunas cavernas, pueden suministrar valiosos datos estratigráficos susceptibles de complementarse con los datos cronológicos procedentes de otras fuentes (datación de espeleotemas, evolución geomorfológica de la cavidad...). Para finalizar aludiremos a las cristalizaciones freáticas de carbonatos que tienen lugar, o lo han tenido, en los ambientes lacustres hipogeos de las cavernas costeras; aparte de su interés geomorfológico y su originalidad, estos depósitos suponen un excelente registro de los paleoniveles marinos pleistocénicos, abordable con la participación de técnicas de investigación isotópica (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1993b; TUCCIMEI *et al.*, 1998, 2000). Con la intención de incidir un poco más en todas estas cuestiones, diremos que los aspectos espeleocronológicos que emanan de la investigación del karst litoral han sido objeto de diversas publicaciones anteriores (GINÉS & GINÉS, 1986, 1995b), donde es posible obtener mayores precisiones sobre estas materias, independientemente del tratamiento exhaustivo que les dedicaremos en páginas posteriores.

Para complementar el contenido del presente apartado, se ha incluido en la Figura 50 una representación idealizada de aquellas interacciones entre endokarstificación y modelado litoral, que resultan de interés para la realización de estudios espeleocronológicos; esta figura pretende ofrecer una visión clara e intuitiva de todas las situaciones sistematizadas en la Tabla 9, intentando dar cabida al abanico de formas y

sedimentos que se originan como resultado de las interferencias entre los dos modelados actuantes.



Dentro de una línea similar, pero a la vez algo diferente en cuanto a su planteamiento, la Figura 51 se centra en las evidencias geomorfológicas de antiguos niveles del mar en las costas calcáreas, tal como las conciben GRÀCIA & VICENS (1998). En este último gráfico la visión que se sugiere no se circunscribe únicamente al endokarst, sino que pretende reflejar todas las morfologías relacionadas con paleoniveles marinos, aunque se trate de formas ligadas del todo a la dinámica litoral y que por lo tanto no producen interferencias con el modelado kárstico. Creemos que la observación complementaria de las Figuras 50 y 51 permitirá hacerse una idea de cómo las oscilaciones del nivel marino repercuten en la evolución geomorfológica de las costas calcáreas, y del potencial crono-estratigráfico que puede resultar del estudio de las formas y sedimentos de las cavidades costeras.

5.2.2. Interferencias entre los modelados kárstico y litoral observadas en las cavidades de la zona en estudio

De las más de un centenar de cavidades visitadas en los municipios de la mitad oriental de Mallorca, se han seleccionado cuarenta localidades en las que es posible observar algún tipo de interferencia entre el modelado kárstico y la morfogénesis costera. Las cuevas que han sido objeto de estudio aparecen situadas en el mapa de la Figura 52 utilizando para designarlas los números identificativos listados en la Tabla 10, en la cual es posible consultar también sus coordenadas UTM precisas. Todas las localidades están ubicadas en un ambiente kárstico litoral, entendido en el sentido que ha sido enunciado en el capítulo dedicado a definiciones y conceptos; en cualquier caso, la franja de territorio que alberga las cavidades no alcanza una amplitud superior a los 1.500 metros.

Hemos considerado conveniente elaborar algún material gráfico que permitiese obtener una visión simple, pero ilustrativa, de las repercusiones de las oscilaciones del nivel marino sobre las formas subterráneas estudiadas. Se trataría, pues, de pasar de un plano teórico a otro empírico, intentando aplicar el esquema teórico, expuesto páginas atrás, a la realidad concreta de las cuarenta localidades de nuestra zona de trabajo. Con este fin se ha compilado la ya antes citada Tabla 10 en la cual se relacionan, para cada localidad, las formas y sedimentos de interés espeleocronológico observables, asociadas en su mayoría a interferencias entre costa y karst. Se han distinguido diez tipos de ocurrencias morfo-sedimentarias indicando, en cada caso, su presencia en la localidad en cuestión. Hay que dejar constancia de que un determinado tipo de ocurrencia se ha considerado presente en una cavidad siempre y cuando haya tenido lugar su observación incuestionable en ella. A este respecto, conviene incidir en que algunas de las interferencias tabuladas son prácticamente ubicuas; por ejemplo, todas las cavidades podrán disponer de lagos de aguas salobres, siempre que tengan algún resquicio que penetre por debajo del actual nivel marino. De igual modo, todas las cavidades que poseen lagos hipogeos litorales son

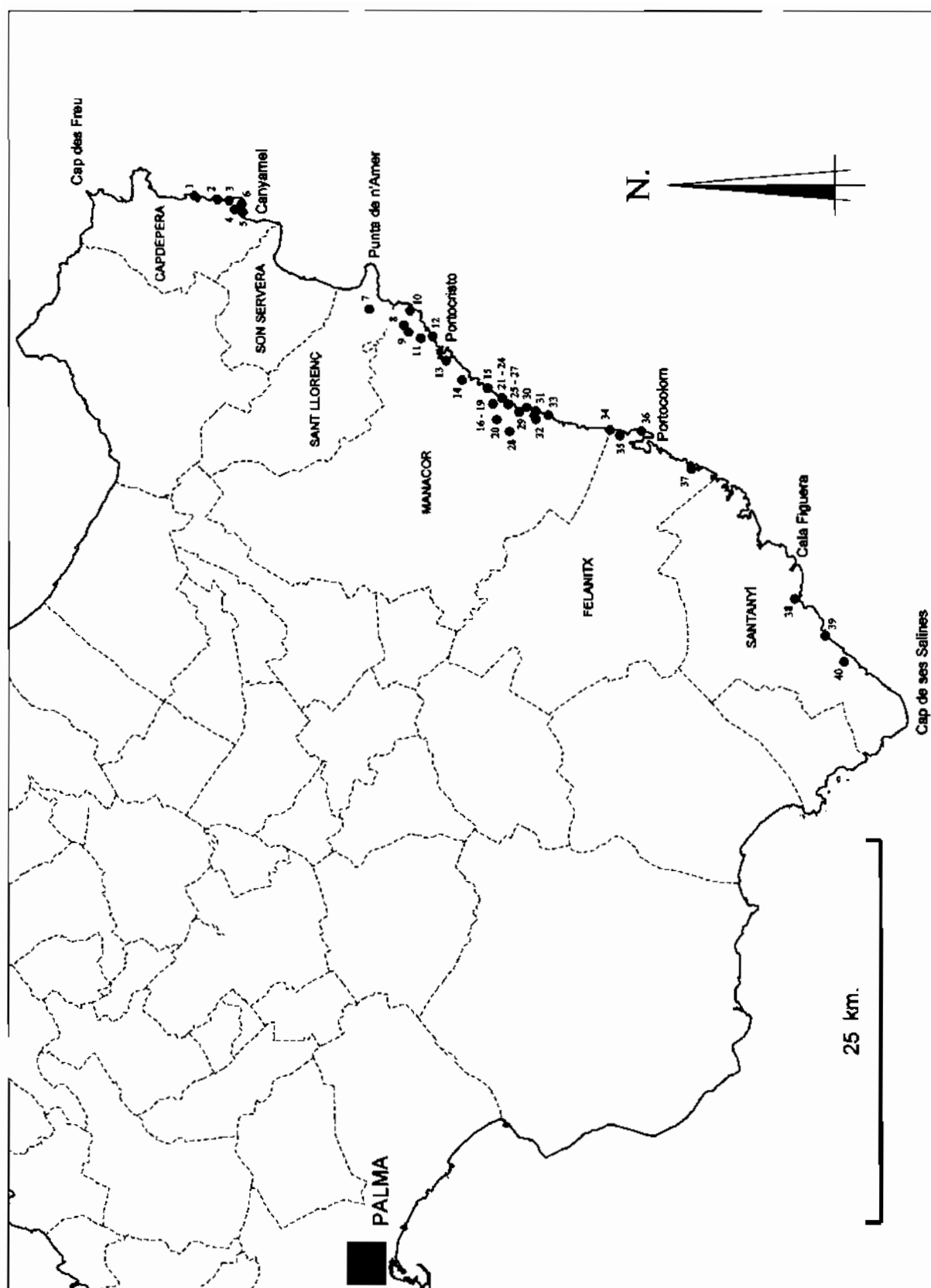


Figura 52: Mapa de la zona en estudio, con la localización de las cavidades investigadas. Los números que designan las diferentes localidades se corresponden con los utilizados en la Tabla 10.

susceptibles de albergar depósitos actuales de carbonatos freáticos, aunque tan sólo formen éstos una pátina casi imperceptible en los bordes de las zonas anegadas. Lo mismo sucede con la presencia de espeleotemas aéreos sumergidos, fenómeno que se puede considerar extensivo en una medida u otra a todas las cavernas dotadas de esta clase de lagos. En resumidas cuentas, la Tabla 10 pretende formar una idea concisa de las ocurrencias morfo-sedimentarias más frecuentes en nuestras cavidades litorales, así como reseñar las localidades más destacables en cada una de las facetas que se han diferenciado. Se procederá ahora a comentar sucintamente las líneas maestras que se desprenden de la observación de la tabla de referencia, dejando para más adelante la discusión detallada de los distintos tipos de interacciones.

Comenzando por los vestigios de formas de conducción, no es exagerado afirmar que son muy escasas las cavernas dotadas de morfologías de estas características. El alto grado de evolución vadosa que han sufrido las cavidades kársticas, es el responsable de la pervivencia muy limitada de evidencias morfológicas ligadas a las primeras etapas de la espeleogénesis en el endokarst del Levante de la isla. Las pocas localidades que conservan restos de sus vacíos y conductos primigenios, lo hacen de un modo muy fragmentario, no siendo factible discernir niveles preferenciales de espeleogénesis que puedan ser relacionados con antiguos niveles marinos,

Por el contrario, nos encontramos con un hecho extensivo a la casi totalidad de cuevas visitadas: se trata de la presencia de aguas salobres que inundan las cotas inferiores de las cavidades, en relación con el actual nivel del Mediterráneo. Esta circunstancia está asociada a la subida marina postglacial, la cual ha provocado la inundación de fragmentos de cavidades que habían evolucionado en condiciones vadosas, durante pulsaciones regresivas ocurridas en períodos de signo frío; serían lo que en algunas publicaciones anteriores denominábamos como *lagos hipogeos glacio-eustáticos* (GINÉS & GINÉS, 1975, 1977). En ese mismo contexto, es también muy frecuente poder observar espeleotemas aéreos de todo tipo (por ejemplo estalagmitas) situados en puntos hoy en día ocupados por los

localidad	municipio	coordenadas UTM	restos de tomas de conducción	lagos salobres	espeleotemas subaéreos sumergidos	espeleotemas trécticos subacuales	paleonivels de espeleotemas trécticos	restos paleontológicos pleistocénicos	captura kárstico-marina	sedimentos marinos	arenas eólicas	cueva marina
1	Cova de na Barxa	539.300 4.392.960 7		+	+		+	+	+	+	+	
2	Cova des Vell Marí	538.925 4.391.390 0										+
3	Cova de na Mitjana	539.010 4.390.710 8	+	+	+		+		+	+		
4	Coves Petites	538.405 4.390.180 40					+					
5	Cova de s'Embarcador	538.370 4.389.950 0										+
6	Coves d'Artà	538.770 4.389.880 45	+				+	+			+	
7	Cova de sa Torre	532.050 4.381.410 5		+								
8	Cova des Pou	530.760 4.379.250 15		+								
9	Cova de Can Bordils	530.310 4.378.950 21		+	+							
10	Cova de Cala Morlanda	531.725 4.378.845 6		+					+	+		
11	Cova Figuera	529.920 4.378.135 21	+									
12	Cova del Dimoni	530.025 4.377.355 3		+	+		+		+			
13	Coves del Drac	528.430 4.376.485 27	+	+	+	+	+					
14	Cova den Bessó	527.170 4.375.440 22		+	+	+	+					
15	Cova de ses Pedreres	528.630 4.373.710 7							+	+	+	
16	Cova des Xots	525.800 4.373.405 25	+					+				
17	Cova des Pont	525.590 4.373.360 33		+	+	+	+					
18	Cova de sa Piqueta	525.425 4.373.350 35		+								
19	Coves del Pirata	525.880 4.373.310 32		+	+	+	+					
20	Avenç des Camp des Pou	524.565 4.373.175 45		+								

localidad	municipio	coordenadas UTM	restos de formas de conducción	lagos salobres	espeleotemas subaéreos sumergidos	espeleotemas treáticos subacuáticos	paleonivales de espeleotemas treáticos	restos paleontológicos pleistocénicos	captura kárstico-marina	sedimentos marinos	arenas eólicas	cueva marina
21	Cova des Moro	526.075 4.373.025 10						♣				
22	Cova de Cala Falcò	525.890 4.372.950 1		♣	♣	♣	♣	♣	♣	♣		
23	Cova des Coloms	525.975 4.372.740 0		♣	♣	♣	♣		♣	♣		
24	Cova Marina des Pont	525.880 4.372.560 18		♣				♣	♣			
25	Cova de Cala Varques A	525.550 4.372.450 2		♣	♣	♣			♣			
26	Cova de Cala Varques B	525.500 4.372.500 7		♣	♣	♣	♣					
27	Cova de Cala Varques C	525.575 4.372.390 5		♣					♣			
28	Cova de sa Gleda	523.805 4.372.315 36		♣	♣		♣					
29	Cova des Serral	525.095 4.371.690 31		♣	♣		♣					
30	Cova des Pilar	525.325 4.370.985 0							♣	♣		
31	Cova de ses Dones	524.900 4.370.650 3		♣					♣	♣	♣	
32	Cova de Cala Virgili	524.795 4.370.610 0										♣
33	Cova des Sòtil	524.885 4.369.790 5		♣					♣		♣	
34	Secret des Moix	523.925 4.365.750 6		♣	♣				♣	♣	♣	
35	Cova dels Ases	523.550 4.365.100 22		♣	♣				♣			
36	Cova Gran	523.720 4.363.420 0										♣
37	Cova den Passol	521.340 4.360.415 22		♣	♣		♣					
38	Cova Drac Cala Santanyí	512.830 4.353.625 15		♣	♣		♣		♣	♣		
39	Cova Foradada	510.400 4.351.635 0										♣
40	Cova des Drac	508.700 4.350.425 55	♣	♣								

Tabla 10: Relación de las localidades estudiadas, con indicación de algunas de las formas y sedimentos de interés espeleocronológico observables en cada una de ellas; en su mayoría se trata de fenómenos asociados a interferencias entre el modelado endokárstico y la dinámica litoral. Las cavidades están tabuladas en orden decreciente de latitud. Su situación aparece reflejada en la Figura 52.

lagos salobres ya descritos. Esta última ocurrencia es, en principio, anómala dentro del esquema evolutivo clásico de las cavernas kársticas; su explicación hay que encontrarla asimismo en la deposición de espeleotemas en la zona vadosa, durante descensos relativos de las aguas marinas.

Totalmente relacionada con la existencia de los lagos subterráneos de origen glacio-eustático, nos encontramos en bastantes de las localidades con depósitos actuales o subactuales de cristalizaciones freáticas, precipitándose en el rango de fluctuación de las aguas freáticas. Estos espeleotemas freáticos subactuales nos documentan el nivel marino postglacial, así como la amplitud de la oscilación registrada por la superficie de los lagos, amplitud que va disminuyendo conforme penetramos tierra adentro. En algunas ocasiones estos depósitos forman llamativos sobrecrecimientos cristalinos de génesis subacuática, mientras que otras veces constituyen revestimientos apenas perceptibles.

Del mismo modo que en los lagos actuales tiene lugar la precipitación de cristalizaciones freáticas, en tiempos pretéritos sucedían procesos análogos —a alturas diversas, superiores o inferiores al nivel marino presente— controlados por antiguos niveles del Mediterráneo. El 40 % de las cavidades estudiadas contiene paleoniveles de espeleotemas freáticos, a altitudes comprendidas entre los +46 y los -23 metros; éste representa sin duda el aspecto más relevante de estas investigaciones, el cual da cuerpo a la mayor parte de esta memoria. Es adecuado mencionar ahora que los cuatro últimos tipos de interferencias descritos (lagos salobres, espeleotemas aéreos sumergidos, espeleotemas freáticos subactuales, y paleoniveles de espeleotemas freáticos) vienen a integrar una *asociación morfológica*, que se da completa en bastantes cavidades del Migjorn mallorquín. En concreto, el 26 % de las cuevas estudiadas en la costa manacorina presenta completa esta asociación de formas, y el 41 % de las mismas contienen evidencias de tres de las interferencias aludidas.

La existencia de restos paleontológicos de la fauna de vertebrados pleistocénicos de nuestras islas, no implica necesariamente ningún tipo de

relación entre karst y litoral. No obstante, el hecho de que algunas localidades contengan restos fósiles de fauna endémica —los cuales han quedado incorporados a su registro sedimentario— supone la disponibilidad de datos cronológicos suplementarios, basados en el estudio anatómico y morfométrico de las formas evolutivas suministradas por los distintos yacimientos. Si además en dichas localidades se observan otros tipos de interferencias (como puede ser su captura marina) resulta una compleja historia morfogénica de la cavidad, en la que los restos paleontológicos pueden jugar un interesante papel de cara a la determinación espeleocronológica de sus etapas evolutivas.

Entrando ya en el campo de las interacciones más directas entre costa y endokarst, la ocurrencia de capturas kárstico-marinas es una situación de lo más usual (el 37 % de las localidades). El progresivo retroceso de la costa, a causa de los procesos geomorfológicos que concurren en ella, propicia que buen número de cavernas kársticas sean accesibles a través de aperturas sitas en las inmediaciones de la línea litoral; en ocasiones son cuevas abiertas o casi destruidas por el retroceso de los acantilados costeros, mientras que otras veces consisten en cavidades de disolución capturadas por cuevas de abrasión marina, cuya génesis es por tanto ajena en cierta medida al proceso de karstificación. Estos fenómenos de captura marina suelen llevar pareja la incorporación, al registro sedimentario de la cavidad, de gravas y sobre todo arenas de origen marino que se ven afectadas a su vez por procesos de tipo kárstico, como es el caso de su cementación por parte de depósitos estalagmíticos. Es sencillo imaginar las posibilidades de toda esta fenomenología, en el sentido de reconstruir las vicisitudes que han conformado estas formas de génesis mixta kárstico-marina.

Desenvolviéndonos también en las inmediaciones de la línea de costa, se encuentran cavidades kársticas que han resultado colmatadas total o parcialmente por arenas eólicas procedentes de dunas adosadas a los acantilados litorales (*cliff-front dunes*, *climbing dunes*). La irrupción de estos materiales arenosos, en cuevas por lo general provistas de otras formas y

sedimentos relacionados con las oscilaciones del nivel marino, da pie a detalladas interpretaciones espeleocronológicas.

Para terminar, se hará referencia a las cuevas de génesis marina como evidencias morfológicas asociadas claramente a estabilizaciones del nivel marino; se presentan en conjunción con un amplio abanico de formas de erosión costera (plataformas de erosión, *notches*, *bufadors*...) de las que GRÀCIA & VICENS (1998) efectúan una concisa y útil revisión. No se trata en absoluto de fenómenos kársticos, pero su interés en las costas calcáreas radica en la posibilidad de ayudar a reconocer paleoniveles del mar, correlacionables con otros conjuntos morfo-sedimentarios —que acabamos de describir— propios del particular ambiente que constituyen los litorales calcáreos. Es innegable que, aunque no obedezcan a la actuación de procesos kársticos, estas cavidades son una modalidad de interacción entre el modelado litoral y la morfogénesis kárstica que, en último término, puede llevar a la generación de las capturas antes aludidas. Las cuevas marinas son innumerables en todo el Levante de Mallorca, y además están escasamente conocidas desde los puntos de vista espeleológico y geomorfológico. Se han incluido unos pocos ejemplos clásicos, con la única intención de ilustrar las características de esta clase de formas de erosión costera.

5.2.3. Las informaciones espeleocronológicas relacionadas con las fluctuaciones marinas: el caso de la Cova de na Mitjana

Una vez expuestas las consecuencias de las variaciones del nivel marino sobre el endokarst costero, tanto en el plano teórico como en el marco concreto del área en estudio, se pretende ahora explorar las posibilidades espeleocronológicas que se derivan de la investigación de estos fenómenos kárstico-costeros. Hemos escogido para este fin un ejemplo muy ilustrativo —la Cova de na Mitjana, en Capdepera— cuya topografía puede ser consultada en la Figura 41. Es ésta una caverna donde se conjuga un repertorio variado de las interferencias posibles entre endokarst

y litoral, aspectos que ya han sido objeto de diversas publicaciones previas (GINÉS *et al.*, 1975; GINÉS & GINÉS, 1993a); no obstante, se procederá en este apartado a reinterpretar la espeleocronología de la localidad, en base a los datos recientes disponibles sobre la misma. Consideramos que esta cueva representa un caso paradigmático en orden, por un lado, a profundizar en el ámbito abordado en el presente bloque temático de la memoria y, por otra parte, de cara a irnos introduciendo ya en el siguiente y último bloque: el estudio de los espeleotemas freáticos mallorquines.

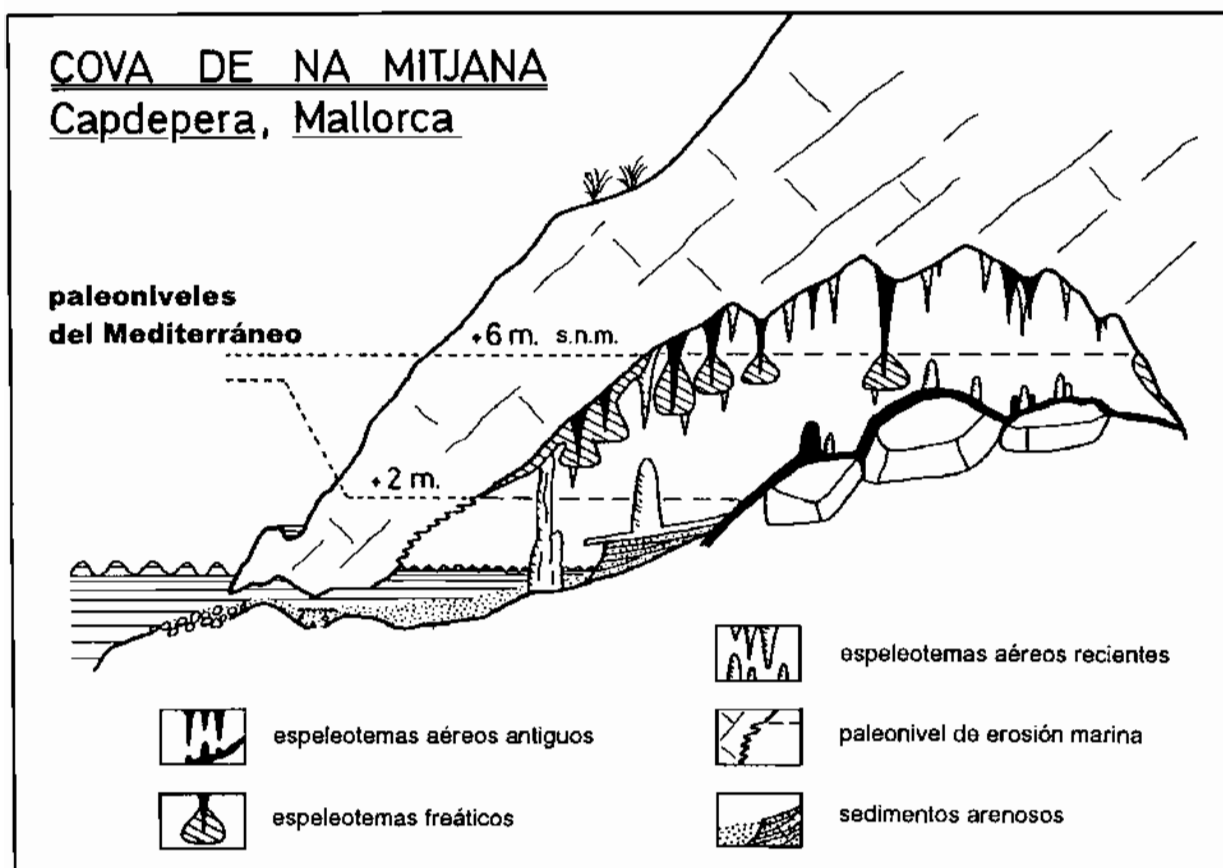


Figura 53: Representación esquemática de los conjuntos morfo-sedimentarios asociados a las fluctuaciones del nivel marino, observables en una cueva de las Serres de Llevant.

Una interpretación cronológica de los acontecimientos aparece resumida en la Tabla 11.

En la Figura 53 se ha procurado recoger de una manera idealizada los conjuntos morfológicos y sedimentarios distinguibles en la Cova de na Mitjana. Nos encontramos ante un vacío de origen kárstico integrado por restos de antiguas galerías freáticas, fuertemente evolucionadas merced a

caídas de bloques debidas a reajustes mecánicos de las bóvedas y paredes de la cavidad. El acusado buzamiento que presentan las capas calizas da lugar a un característico perfil escalonado en el techo de la caverna.

Esta sala subterránea, producto del desarrollo de la cavidad en condiciones vadosas, está decorada mediante una primera generación de espeleotemas aéreos, la cual sirve de soporte a un sobrecrecimiento freático de carbonatos que se extiende por debajo de la cota 6 metros s.n.m. Los espeleotemas freáticos mencionados delimitan un claro nivel de inundación en torno a la referida cota, si bien es factible reconocer dos posibles paleoniveles de menor entidad a +5 y +4 metros; estos depósitos evidencian antiguas estabilizaciones del Mediterráneo, que han permanecido registradas en estos ambientes freáticos litorales por medio de estas vistosas cristalizaciones.

A una altura de 2 metros s.n.m., el revestimiento de cristalizaciones freáticas se extingue quedando bien delimitado otro episodio distinto de inundación de la cavidad, esta vez en forma de nivel de erosión marina provisto de abundantes perforaciones de moluscos litófagos. Este paleonivel de +2 metros cabe relacionarlo con la apertura de una boca submarina, que conlleva asimismo el emplazamiento de arenas marinas en el interior de la cueva. Una nueva generación de espeleotemas aéreos se superpone a las cristalizaciones freáticas anteriores, fosilizando también los sedimentos arenosos. La última fase morfogénica reconocible sería la sumersión de depósitos estalagmíticos formados en lo que es el actual lago de la cavidad, así como la erosión de las coladas calcáreas que cementan los materiales arenosos.

Estamos frente a una complicada sucesión de acontecimientos morfogenéticos, todos ellos ligados de una manera u otra a las fluctuaciones del nivel marino acontecidas en los tiempos cuaternarios. Nuestra intención ahora es diferenciar las distintas etapas evolutivas por las que ha pasado la cueva, intentando situar en el tiempo estas vicisitudes gracias a las pautas cronológicas que nos introducen las oscilaciones eustáticas del

Mediterráneo. La Tabla 11 resume la interpretación espeleocronológica propuesta para la Cova de na Mitjana, indicándose los eventos morfogenéticos que se han distinguido y la edad que se atribuye a cada uno de ellos.

<i>acontecimiento morfogenético</i>	<i>cronología propuesta</i>	ka B.P.
<ul style="list-style-type: none"> - continúa la sedimentación de arenas marinas subactuales - se produce, al mismo tiempo, la erosión de las coladas que fosilizan los sedimentos arenosos más antiguos 	postglacial	0 – 10
<ul style="list-style-type: none"> - deposición de espeleotemas aéreos recientes 	última glaciación	18 – 80
<ul style="list-style-type: none"> - captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral - se forma el paleonivel de erosión marina (+2 m) y tiene lugar la sedimentación de materiales arenosos 	Pleistoceno Superior (estadio 5)	80 – 135
<ul style="list-style-type: none"> - deposición de espeleotemas freáticos (paleonivel de +6 m), correspondientes a un episodio interglacial 	Pleistoceno Medio (estadio 7)	200 – 250
<ul style="list-style-type: none"> - formación de espeleotemas aéreos durante pulsaciones marinas regresivas 	Pleistoceno Medio	250 – 500
<ul style="list-style-type: none"> - crecimiento tridimensional de la cueva, mediante ajustes mecánicos de sus bóvedas y paredes 	Pleistoceno Inferior	700 – 1500
<ul style="list-style-type: none"> - excavación de los vacíos y conductos iniciales de la cavidad 	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 – 6000

Tabla 11: Interpretación cronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfogenéticos discernibles en la Cova de na Mitjana (Capdepera). En la Figura 53 puede consultarse una representación esquematizada de los principales conjuntos morfo-sedimentarios que han sido distinguidos.

La edad indicada para los eventos anteriores al estadio isotópico 7 (*en cursiva*) es meramente orientativa.

En primer lugar hay que contemplar la formación inicial de una red de vacíos y conductos, excavados presumiblemente en un ambiente freático costero. No se dispone de evidencias concretas sobre la cronología de esta primera etapa dentro de la evolución de la cavidad; no obstante, debe remontarse cuando menos al Pleistoceno Inferior o al Plioceno —o inclusive al final del Mioceno— para dar cabida a la dilatada sucesión de acontecimientos geomorfológicos posteriores. En este sentido, los conocimientos adquiridos en otras cavernas mallorquinas apoyan la notable antigüedad de los procesos espeleogenéticos que han originado el endokarst (PONS-MOYÀ *et al.*, 1979; GINÉS & FIOL, 1981; GINÉS & GINÉS, 1995b), quedando suficientemente demostrado que durante el Pleistoceno Medio y Superior nuestras cavernas han experimentado tan sólo retoques morfológicos de escasa entidad (deposición de espeleotemas, así como de otros tipos de rellenos de las cavidades).

Las oquedades y galerías primigenias experimentaron un desarrollo volumétrico gracias a hundimientos de sus techos y paredes. Estos mecanismos de colapso debieron producirse a lo largo del Pleistoceno Inferior, pudiendo prolongarse hasta el Pleistoceno Medio intercalándose entre fases sucesivas de formación de espeleotemas aéreos. De hecho resulta bien patente la existencia de al menos una generación de espeleotemas aéreos, depositados durante pulsaciones marinas negativas correspondientes al Pleistoceno Medio; su cronología debe situarse como mínimo en el estadio isotópico 8. Tanto esta etapa como la precedente no son excluyentes, sino que con toda seguridad han ido conformando una dilatada trama de sucesivos procesos clásticos entremezclados con episodios diversos de estalagmitización aérea.

Situada probablemente en el estadio isotópico 7, tiene lugar una pulsación transgresiva interglacial que origina un espectacular paleonivel de espeleotemas freáticos, dispuesto en las paredes y techo de la caverna a una cota de 6 metros s.n.m. La cronología propuesta se apoya en las dataciones Th/U realizadas (232 ka B.P.), de las cuales nos ocuparemos más

adelante; además, la altimetría de este antiguo nivel marino apoya su adscripción al evento climático citado, habiéndose sugerido en su día su pertenencia al Eutirreniense inicial (GINÉS *et al.*, 1975). Este acontecimiento morfogénético implica la inundación parcial de la cavidad, por parte de unas tranquilas aguas freáticas en las que se producen procesos de precipitación de carbonatos en condiciones subacuáticas.

También correspondiendo a una pulsación positiva del nivel marino —que alcanza una altitud de 2 metros s.n.m.— se reconoce un nuevo anegamiento parcial de la caverna, ligado en esta ocasión a la apertura de una boca submarina. Como resultado de esta captura marina, ya no se dan las condiciones físico-químicas necesarias para la formación de espeleotemas freáticos. Por contra, se establece en la cavidad un ambiente acuático netamente marino caracterizado por la penetración de sedimentos arenosos; al mismo tiempo, la altura alcanzada por las aguas marinas queda plasmada en forma de un nivel de erosión, dotado de perforaciones de moluscos litófagos. El último interglacial (estadio 5) parece el momento más plausible para situar esta etapa, cronología avalada también por la observación de alineaciones de espeleotemas freáticos, pertenecientes a dicho estadio isotópico, situadas a altitudes similares en localidades como la cercana Cova de na Barxa; una discusión detallada de estas cuestiones es realizada en el capítulo destinado a tratar de los espeleotemas freáticos, y de su papel de cara al estudio de la historia del nivel marino.

La última glaciación supone la retirada de las aguas marinas, lo cual permite la deposición reciente de espeleotemas aéreos en zonas ocupadas con anterioridad por los lagos hipogeos. Estos depósitos estalagmíticos fosilizan asimismo los materiales arenosos introducidos en la etapa precedente; a su vez, esta segunda generación de espeleotemas aéreos recubre también en algunos puntos las cristalizaciones freáticas antes descritas.

Finalmente, la subida postglacial del nivel del Mediterráneo ocasiona la erosión de las coladas estalagmíticas, desarrolladas sobre los sedimentos

arenosos durante la etapa precedente. Al mismo tiempo, en el actual lago de la cavidad prosigue la sedimentación de arenas marinas actuales.

La historia morfogénica de la Cova de na Mitjana (Figura 53), tal como hemos procurado reconstruirla en la Tabla 11, es suficientemente explícita en orden a poner de manifiesto las posibilidades espeleo-cronológicas del karst costero. Las oscilaciones cuaternarias del Mediterráneo han dejado su impronta en la evolución de esta interesante caverna, constituyendo unas a modo de pistas que facilitan el establecimiento de las etapas evolutivas de esta cueva; dicha evolución es posible situarla a lo largo de una escala temporal, de fiabilidad aceptable al menos para el Pleistoceno Medio y Superior.

5.3. La hidrogeología y la espeleogénesis en los acuíferos kársticos costeros

Los acuíferos litorales carbonatados se caracterizan por un comportamiento hidrológico y geoquímico bastante particularizado, el cual es responsable de toda una serie de singularidades en su endokarstificación. Este funcionamiento singular de los karsts litorales se ve además afectado por el carácter inestable del nivel de base marino, rápidamente cambiante en el tiempo a causa de las fluctuaciones glacio-eustáticas que éste ha experimentado durante el Cuaternario. De esta manera, nos encontramos ante una compleja situación en la que, a las especificidades propias de la hidrogeología de los acuíferos kársticos costeros, se viene a sumar el trascendental papel representado por el nivel marino, como controlador último de los procesos geomórficos que son de nuestro interés.

En las páginas siguientes se expondrán los rasgos generales de la hidrogeología de las islas calcáreas como Mallorca, aprovechando para dar cabida a los datos sobre esta materia que han podido ser reunidos a lo largo de estos trabajos. No se pretende realizar una aproximación profunda y del todo coherente a la hidrología y geoquímica de los acuíferos litorales de la zona en estudio; tan sólo se persigue dar salida a los diversos datos sobre estos tópicos, que ha sido posible obtener de manera casi marginal al desarrollo de la principal línea de trabajo que rige la estructuración de esta memoria.

5.3.1. Generalidades sobre su comportamiento hidrológico y geoquímico

A lo largo de la franja costera —y moviéndonos en el plano teórico— la recarga hídrica procedente de las precipitaciones forma una a modo de

lente de agua dulce, suprayacente al agua marina (más densa) que penetra en profundidad bajo el acuífero continental. Este fenómeno es conocido como el *principio de Ghyben-Herzberg* (CUSTODIO & LLAMAS, 1983), y establece que la profundidad bajo el nivel del mar a la cual se sitúa la interfase entre agua continental y agua marina, está relacionada con la altura que alcanza la superficie piezométrica por encima del nivel marino, y con la diferente densidad de las aguas dulce y salada. Así siendo la densidad del agua dulce 1,0 y la del agua salada 1,025, en condiciones de equilibrio hidrostático, la profundidad de la interfase de agua marina será 40 veces la elevación de la superficie piezométrica con respecto al nivel del mar, tal como se observa en la Figura 54a; en el gráfico citado, h y hf representan ambas la altura del plano de las aguas freáticas en relación con el nivel marino, mientras que ρ_f y ρ_s son las densidades del agua dulce y salada respectivamente. Este principio, tal como fue enunciado por Ghyben y Herzberg, simplifica las condiciones imperantes en el medio natural ya que ambos fluidos son tratados como no mezclables, siendo además las condiciones hidrológicas de carácter dinámico en lugar de totalmente estáticas. En este sentido, en condiciones dinámicas la lente de agua dulce posee un mayor grosor, puesto que la elevación del nivel piezométrico determina la posición de la interfase según las líneas equipotenciales (ver Figura 54a), y no siguiendo trayectorias verticales como sucede en un medio estático.

Por otra parte la interfase entre aguas continentales y marinas no se presenta como una discontinuidad abrupta; de hecho es una zona de transición — *mixing zone*, *transition zone* o *dispersion zone*, según los distintos autores de habla inglesa— en la que la hidrodinámica del acuífero implica el flujo tierra adentro de agua marina, con la ulterior descarga de agua salobre en la línea de costa (Figura 54b). Esta zona de mezcla es muy activa geoquímicamente (BACK *et al.*, 1984; SMART & WHITAKER, 1991), a causa del carácter no lineal de la solubilidad de los minerales implicados, en función de variables como la salinidad o la presión parcial de CO_2 . La mezcla simple de soluciones continentales y marinas saturadas en calcita y/o aragonito, dentro de rangos de salinidad comprendidos entre el 10% y el

60% de agua marina, da lugar a condiciones de subsaturación en carbonatos (Figura 55) tal como ha sido observado en acuíferos de Florida y Yucatán (PLUMMER, 1975; HANSHAW & BACK, 1979).

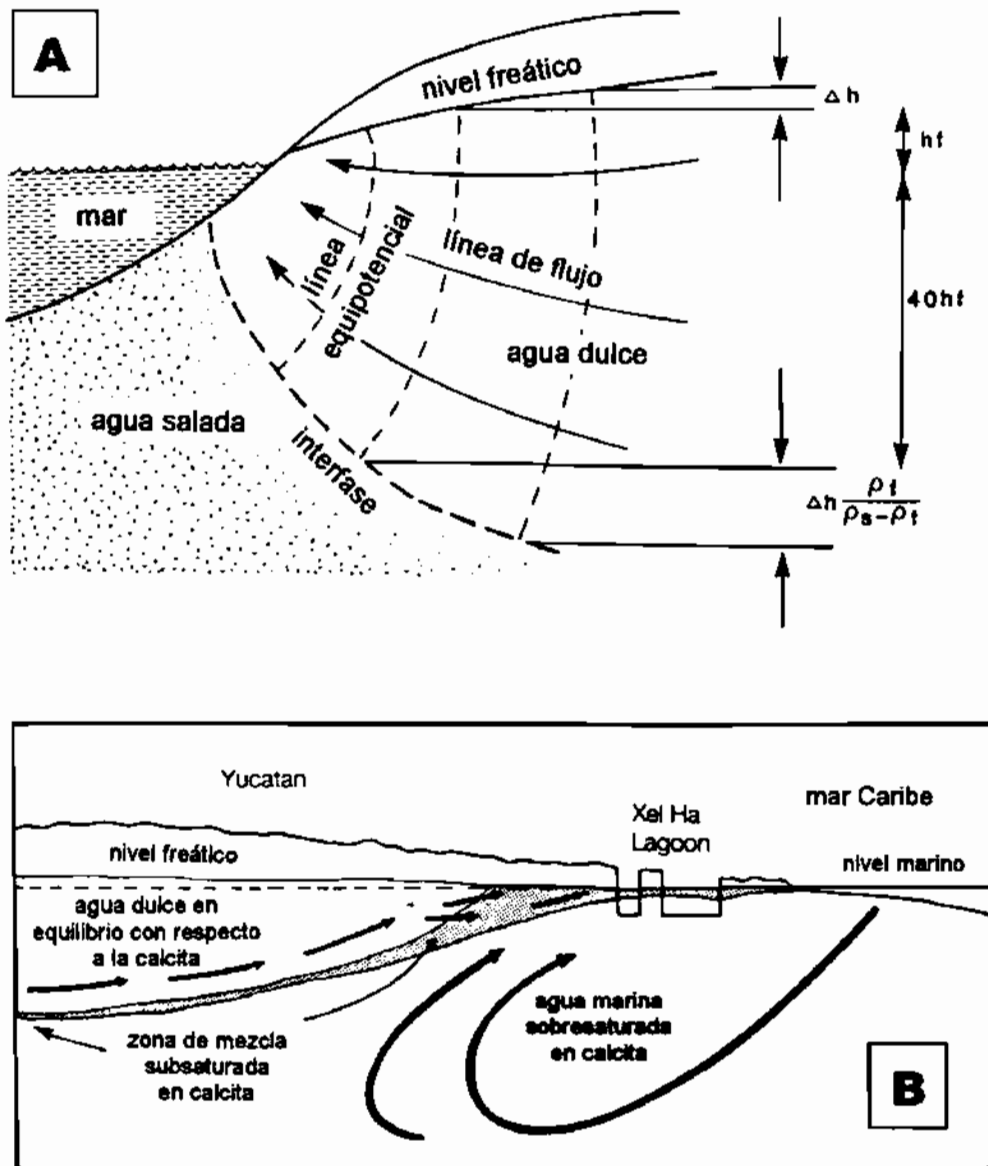


Figura 54: El funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos costeros carbonatados.

A: Ilustración del principio de Ghyben-Herzberg bajo condiciones hidrodinámicas (según FORD & WILLIAMS, 1989). Ver explicación en el texto.

B: Sección esquemática que muestra la descarga de agua salobre, procedente de la zona de mezcla entre aguas continentales y marinas, en el karst costero de Yucatán (México). Según BACK *et al.* (1984).

Esta agresividad ligada a la zona de mezcla costera se ve afectada por factores diversos de signo físico-químico (temperatura, $p\text{CO}_2$, pH...), así como por otros condicionantes hidrodinámicos o geomorfológicos (SANFORD & KONIKOW, 1989) entre los que se cuenta la magnitud del flujo subterráneo, o la estabilidad espacial de la zona de mezcla controlada por las fluctuaciones del nivel marino. Otros factores que influyen en la circulación subterránea, dentro de las plataformas costeras carbonatadas, son las diferencias de densidad de los fluidos en función de sus diversas salinidades y temperaturas, así como las variaciones de los gradientes hidráulicos ocasionadas por la incidencia de las mareas (WHITAKER *et al.*,

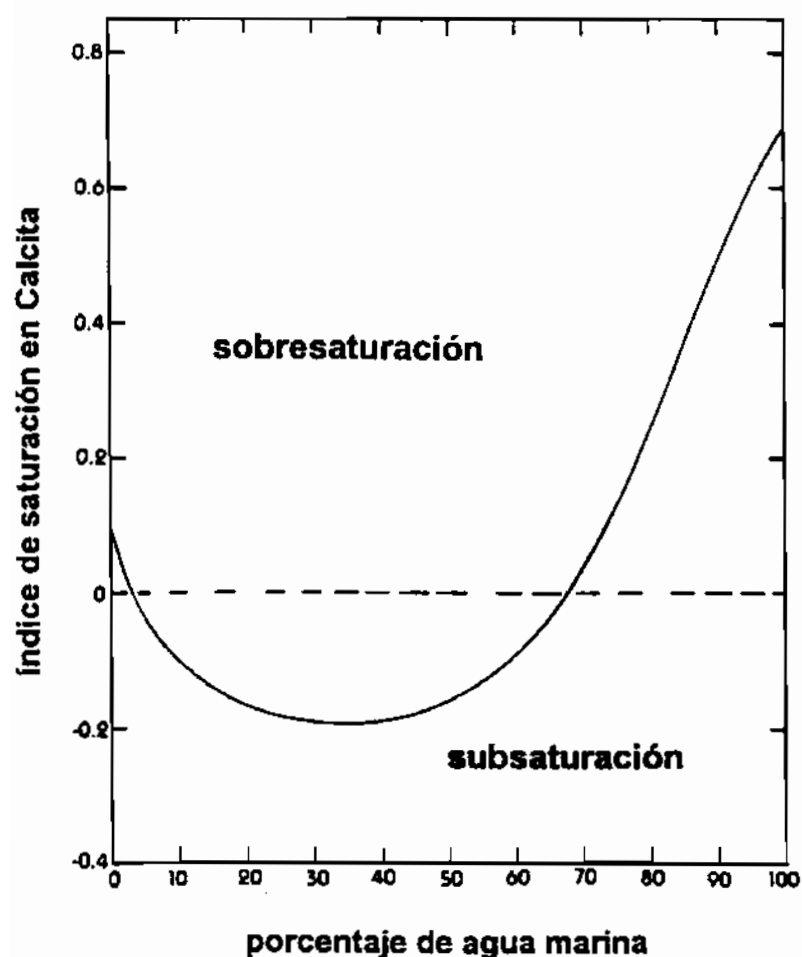


Figura 55:
Variación del índice de saturación con respecto a la Calcita, en función del porcentaje de agua marina presente en las aguas subterráneas de Yucatán (México). Según PLUMMER (1975).

1994). En su conjunto, la zona de transición entre aguas continentales y marinas constituye un ambiente geoquímico e hidrodinámico muy específico, en el cual puede participar también la actividad bacteriana como mecanismo

susceptible de incrementar la agresividad de las aguas, ya sea mediante la producción de CO₂ o también la reducción de sulfatos, en condiciones anaeróbicas, con la consecuente producción de H₂S (SMART *et al.*, 1988).

En suma la zona de mezcla, con su particular comportamiento geoquímico, es el escenario de intensos procesos de disolución y creación de porosidad, que pueden resultar en la excavación de horizontes espeleogenéticos preferenciales dentro del seno de dicho ambiente freático costero. El papel geoquímico de esta zona de transición no se limita a la creación de porosidad secundaria, sino que se manifiesta también en forma de procesos diagenéticos tales como la dolomitización por reemplazamiento (PLUMMER, 1975; HANSHAW & BACK, 1979; SMART & WHITAKER, 1991). Todos estos mecanismos de redistribución de la porosidad en las rocas calcáreas conllevan importantes consecuencias hidrogeológicas, las cuales se materializan en repercusiones geomorfológicas diversas (BACK *et al.*, 1984; PALMER, 1984), que afectan tanto al modelado litoral de las áreas carbonatadas —formación de pequeñas calas y otras morfologías de la línea de costa— como a su endokarstificación —establecimiento de horizontes espeleogenéticos—.

5.3.2. Particularidades de la espeleogénesis

Una vez explicados, muy por encima, los fundamentos geoquímicos que justifican la agresividad asociada a la zona de mezcla litoral, así como las generalidades de la hidrogeología en los acuíferos costeros, es el momento de ocuparnos de la espeleogénesis en aquellos territorios calcáreos cuyo modelado se halla condicionado por la proximidad a la línea de costa. Desde una perspectiva del todo teórica, la creación de porosidad por parte de aguas salobres —en el seno de la zona de transición entre aguas continentales y marinas— se ha de traducir por fuerza en la instauración de procesos espeleogenéticos más o menos importantes, que pueden tener lugar durante momentos de estabilización del nivel marino lo

suficientemente duraderos. Las investigaciones desarrolladas en diversos puntos del planeta apoyan de hecho estas previsiones, tal como se verá a continuación.

A partir de sus trabajos en las Bahamas, MYLROIE & CAREW (1988, 2000) distinguen en las islas carbonatadas dos zonas espeleogenéticas principales: por una parte la *haloclina*, o interfase a lo largo de la cual se produce la mezcla entre aguas freáticas dulces y aguas marinas, y por otro lado la zona *epifreática*, donde acontece la mezcla entre aguas de infiltración vadosas y aguas freáticas dotadas ambas de contenidos diferentes en CO₂. Así pues, el desarrollo de cuevas de disolución en los acuíferos kársticos costeros depende básicamente de la caracterización geoquímica observable en el perfil de la lente de agua dulce y las zonas de mezcla asociadas a ella, quedando además supeditado a la posición espacial de dicha lente, la cual se encuentra sometida a variaciones de carácter glacio-eustático (Figura 56). En este último aspecto, han sido numerosas las investigaciones que han relacionado la presencia de niveles diferenciados de cavidades costeras de disolución, localizadas a alturas diversas, con paleoniveles marinos pleistocénicos (MYLROIE & CAREW, 1988; PALMER, 1984; PROCTOR, 1988).

Centrándonos de nuevo en las Bahamas, MYLROIE & CAREW (1990) proponen un modelo espeleogenético específico (*flank margin model of cave development*), de validez general para plataformas carbonatadas litorales; este modelo daría cuenta de la génesis de determinados sistemas espeleológicos —cuya ubicación altimétrica viene controlada por la posición del nivel marino— dispuestos marginalmente en la periferia de las islas calcáreas, allí donde se produce la descarga del acuífero costero. Estos autores documentan cuevas de estas características excavadas en eolianitas del Pleistoceno Superior (subestadio isotópico 5b; 85 ka B.P.), que han debido generarse en lapsos de tiempo tan breves como 5-10 ka (MYLROIE & CAREW, 1986). Las cuevas de disolución freática en la franja marginal costera, descritas por MYLROIE *et al.* (1991), pueden alcanzar volúmenes notables, incluso superiores a los 14.000 m³; las tasas de excavación

endokárstica deducidas por estos autores son del orden de 0,5 m³/año, cifra que da cuenta de la gran relevancia de la actividad geoquímica en la zona de mezcla litoral.

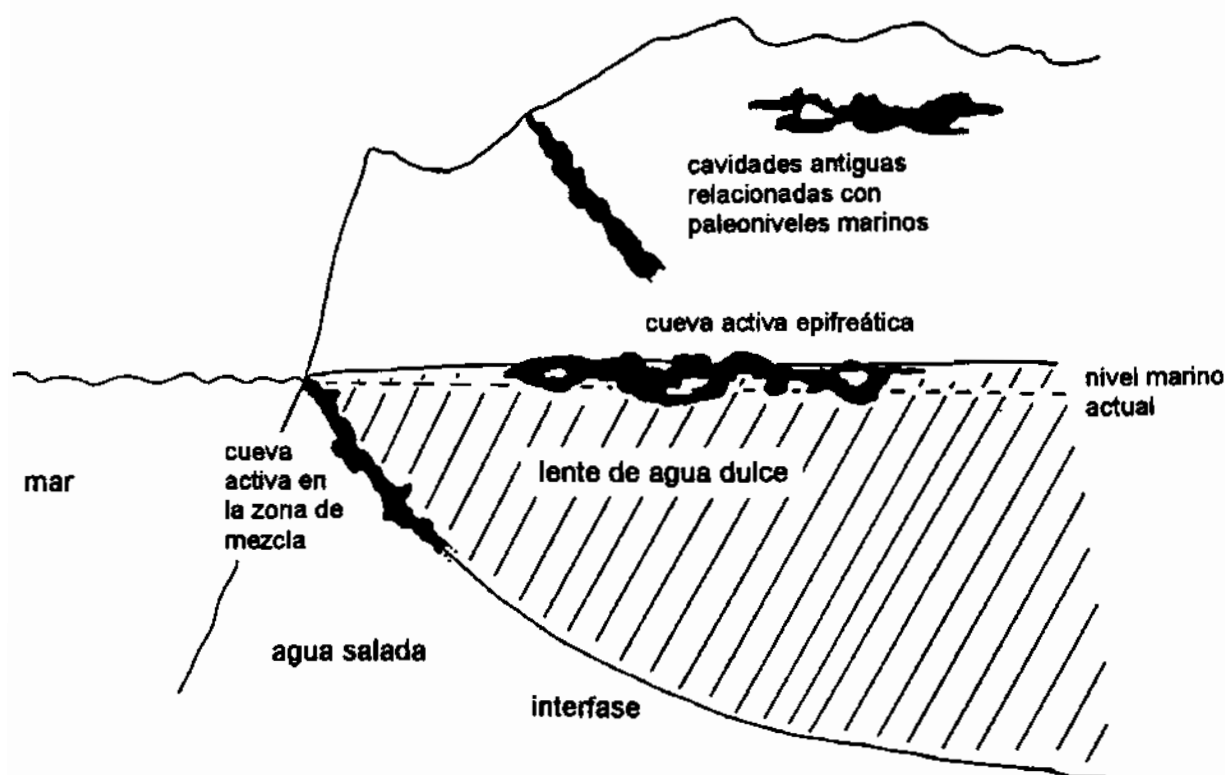


Figura 56: Representación esquematizada de las zonas preferenciales de espeleogénesis en los acuíferos kársticos costeros (según MYLROIE & CAREW, 1988; modificado).

Obsérvese cómo las cavidades subterráneas de disolución —ya sean epifreáticas o ligadas a la zona de mezcla— pueden ser usadas para la determinación de antiguos niveles marinos, correspondientes al momento en que tuvo lugar la génesis de estas formas endokársticas.

En otros ámbitos territoriales han sido estudiados también fenómenos similares a los que estamos tratando. Por ejemplo, PALMER (1984) menciona en las Bermudas la existencia de una delgada capa de aguas salobres, que resulta agresiva en momentos de alta infiltración. En esta área geográfica se han originado cuevas a diferentes cotas, que se relacionan con antiguas estabilizaciones elevadas del nivel marino durante episodios interglaciales; la excavación de estos horizontes espeleogenéticos debe haber ocurrido en lapsos temporales más bien cortos, pero de al menos 10 ka. En un contexto radicalmente diferente, CRAIG (1988) estudia la

paleokarstificación en materiales dolomíticos del Pérmico en Yates (U.S.A.), describiendo patrones espeleogenéticos que atribuye a lentes de aguas freáticas costeras y a las zonas de mezcla asociadas a ellas. El patrón lenticular de las paleocavidades observadas en estos campos petrolíferos de Texas, es del todo similar al esquematizado en la Figura 56.

Lamentablemente, en el caso del Levante de Mallorca no es posible distinguir la existencia de horizontes preferenciales de espeleogénesis, que puedan ser relacionados con paleoniveles marinos plio-pleistocénicos. En el capítulo que ha sido dedicado al endokarst del área en estudio, hemos podido argumentar cómo los vacíos iniciales —que han dado lugar a las numerosas cuevas del Migjorn— deben haber estado situados bastante por debajo del presente nivel marino. Esta argumentación se basa, de una parte, en que la evolución vadosa experimentada por estas cavidades subterráneas implica su crecimiento y emigración antigravitacional, estando, por otro lado, sus actuales cotas inferiores a profundidades de hasta -30 metros con respecto al actual nivel del Mediterráneo (GRÀCIA *et al.*, 2000); en consecuencia, el presunto horizonte espeleogenético primigenio debió haberse generado en su momento, presumiblemente, a una altitud inferior a la cota negativa citada.

En base a los datos espeleocronológicos que se han ido e irán exponiendo a lo largo de esta memoria, es plausible relacionar las fases principales de la espeleogénesis en la costa oriental de la isla con alguna o algunas importantes estabilizaciones marinas de signo regresivo —de al menos 25 metros de magnitud—, ocurridas tal vez en el Pleistoceno Inferior o, con más probabilidad, en el Plioceno. La excavación de este importante horizonte espeleogenético primigenio podría ser sincrónica con la principal fase de incisión fluvial que generó la red de barrancos, encajados en la plataforma del Mioceno Superior del Sur y Sureste de la isla. El posicionamiento temporal de este presunto gran evento geomórfico dista mucho de estar bien establecido por el momento, pudiendo corresponder a algún evento frío y con precipitaciones abundantes acontecido con anterioridad al Pleistoceno Medio; ésta es la edad mínima propuesta por

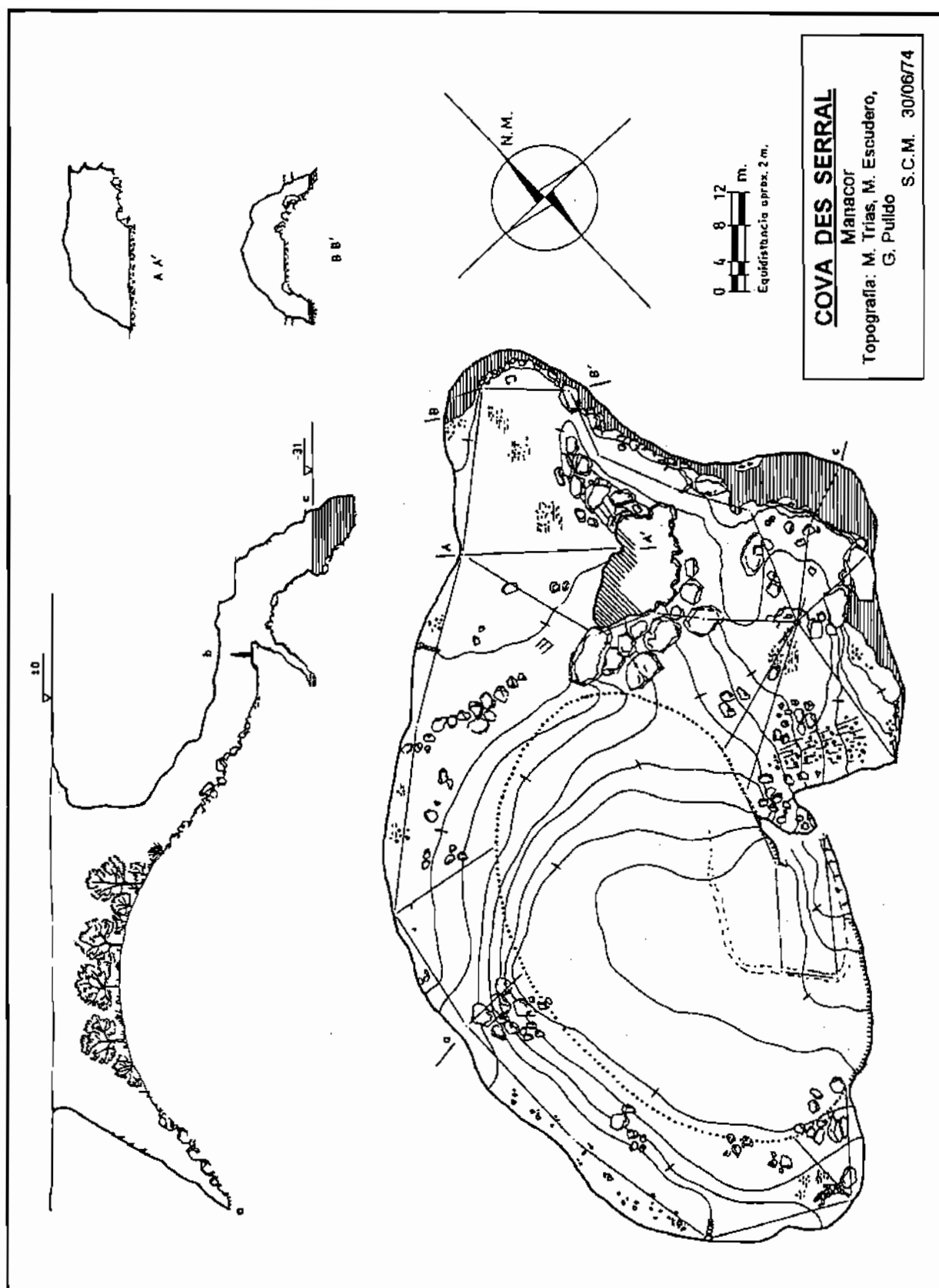


Figura 57: Topografía inédita de la Cova des Serral (Manacor), reproducida por cortesía de Miquel TRIAS.

Las cotas inferiores de la cavidad se hallan ocupadas por lagos de aguas freáticas salobres, establecidos en correspondencia con el actual nivel del Mediterráneo.

ROSSELLÓ-VERGER (1995, 1998) para la incisión de la red fluvio-torrencial del mediodía de Mallorca, cronología que podría estar subestimada si nos atenemos al estadio evolutivo y las evidencias espeleocronológicas aportadas por el endokarst del Migjorn.

Los mecanismos de endokarstificación, que han afectado a los materiales calcáreos aflorantes en el litoral oriental de nuestra isla —sobre todo a los depósitos calcareníticos del Mioceno Superior—, han dado lugar a un funcionamiento hidrológico actual basado en la doble porosidad (BAYO *et al.*, 1986). La elevada porosidad intergranular del Mioceno postorogénico sería responsable de un comportamiento hidrodinámico en cierto modo similar al de un acuífero isotrópico, llevando a su cargo la función capacitiva o de almacenamiento; por otro lado la porosidad secundaria resultante de la disolución kárstica, ejercida siguiendo las pautas de fisuración, respondería en buena medida de la función transmisiva del sistema, mediante el establecimiento de redes de drenaje eficientes.

5.3.3. Algunos datos geoquímicos de las cavidades investigadas

La primera consecuencia espeleomorfológica derivada de la hidrología particular de los karsts costeros consiste en la presencia de lagos de aguas salobres, que ocupan las cotas inferiores de las cavidades litorales (Figura 57). Este episodio de inundación parcial obedece a la subida postglacial del nivel marino, que ha implicado el consiguiente ajuste altimétrico de las aguas freáticas litorales. En estos lagos hipogeos controlados por la posición de la superficie de las aguas marinas —y que experimentan por tanto fluctuaciones menores, como las mareas— se ha efectuado la medición de determinados parámetros físico-químicos, de cara a aportar algunos datos básicos acerca de su caracterización geoquímica; en particular, se incidirá en la repercusión que la distancia a la línea de costa tiene en la magnitud de las variables medidas.

localidad	lago	muestra	distancia al mar (m)	T (°C)	pH	C (µS/cm)	TSD (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Ca ²⁺ (mg/l)	Mg ²⁺ (mg/l)	HCO ₃ ⁻ (mg/l)	SO ₄ ²⁻ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)
agua del mar	—	AM	0	25	8,2	—	—	10768,0	399,1	412,3	1292,0	141,7	2712,0	19353,0
Cova des Drac de Cala Santanyí	sala de entrada	CS-A1	58	17,6	7,0	40500	20000	8379,6	311,9	412,8	977,1	212,5	1733,8	18655,5
Cova den Passol	Sifó des Crancs	PS-A1	119	18,7	7,7	15500	7780	2849,0	100,6	252,5	336,6	202,3	567,8	6168,3
	Sifó des Somnis	PS-A2	187	18,9	7,3	14350	7810	2681,4	95,6	286,6	336,6	303,5	573,4	5911,3
Cova des Pas de Vallgomera	Platja des Fòssils	VL-A1	400	19,4	7,3	9140	4590	1843,5	65,4	153,4	215,3	264,0	362,2	3419,8
	s'Amfiteatre	VL-A2	400	19,6	7,5	6810	3430	1374,2	52,3	133,9	176,7	278,2	254,6	2719,0
Cova de sa Gleda	sala de entrada	GL-A1	1475	13,4	7,5	5920	2999	1039,0	38,2	155,9	135,4	317,7	138,6	2098,6
pozo nº 1	—	PZ-1	3400	18	7,6	4530	—	640	24	170	99	219	258	1339
pozo nº 2	—	PZ-2	6000	18	7,9	2850	—	360	17	140	66	244	102	720

Tabla 12: Resultados de los análisis de aguas, efectuados en algunos lagos hipogeos de cuevas localizadas en el Migjorn de Mallorca.

A modo de comparación se han incluido también datos procedentes de dos pozos de la misma región kárstica, situados a mayor distancia de la línea de costa.

Parámetros físico-químicos de las aguas. En la Tabla 12 se reúnen los resultados de los análisis y mediciones, efectuados en los lagos de las cuevas costeras investigadas; una de ellas se halla fuera de nuestra área concreta de trabajo (Cova des Pas de Vallgornera, Lluçmajor), aunque dentro de la región kárstica del Migjorn. Para cada muestra se indica la temperatura y el pH, medidos in situ, al igual que la conductividad y salinidad total, cuantificadas por medio de un conductímetro portátil. Asimismo han sido determinadas, en el laboratorio, las concentraciones de los siguientes iones: Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^- . Todos los valores corresponden a la franja superficial del agua de los lagos, indicándose en cada caso la distancia desde el punto de recolección a la línea de costa.

La determinación de los cationes Na^+ y K^+ ha sido efectuada mediante espectrofotometría de emisión a la llama, mientras que la cantidad de Ca^{2+} y Mg^{2+} se ha obtenido realizando análisis cuantitativos volumétricos clásicos, al igual que para los aniones HCO_3^- y Cl^- . El SO_4^{2-} ha sido determinado por fotometría de absorción en el espectro visible. Más precisiones sobre las técnicas analíticas empleadas, y sus fundamentos teóricos, pueden consultarse en PAZZELLI (1999) quien expone con detenimiento la metodología de laboratorio aplicada, la cual no será objeto de nuestra atención.

Es interesante destacar los altos valores que presentan las variables analizadas en aquellas localidades más próximas al litoral, siempre en clara relación inversa a la distancia del punto de muestreo con respecto a la línea de costa. Para observar mejor esta tendencia, aparte de los datos correspondientes a las aguas de las cuatro cavidades muestreadas y también al agua marina, se incluyen en la Tabla 12 los valores procedentes de dos pozos de la misma zona kárstica del Migjorn, pero situados hasta 6 kilómetros tierra adentro (ITGE-98, *com. pers.*). La localización de las cavidades y sus coordenadas UTM aparecen reflejadas en la Figura 52 y la Tabla 10, salvo la Cova des Pas de Vallgornera

(Llucmajor) definida por estas coordenadas: 489.205 / 4.357.705 - 22. Los pozos reseñados se hallan en los municipios de Llucmajor y Santanyí, siendo su situación la siguiente: pozo nº 1, 494.800 / 4.360.700 - 35; pozo nº 2, 509.000 / 4.358.400 - 70.

En la Figura 58 se recogen seis diagramas que dan cuenta de los valores de otros tantos parámetros químicos (Total de Sales Disueltas, Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} y Cl^-), grafiados en función de la distancia que separa los lagos muestreados de la línea de costa. Los valores más elevados de las mencionadas variables se registran en la Cova des Drac de Cala Santanyí, que arroja por ejemplo concentraciones de cloruros del orden de 18.655,5 mg/l; de hecho se trata de un lago subterráneo que posee una comunicación casi directa con el mar abierto, presentando un quimismo cercano al del agua marina. Por contra, los valores mínimos han sido obtenidos en la Cova de sa Gleda (Manacor), abierta a casi 1,5 kilómetros del litoral, donde los cloruros alcanzaban cifras mucho menores (2.098,6 mg/l). En todos los casos se constata un decremento exponencial en las concentraciones de los elementos en solución arriba citados, a medida que nos alejamos del litoral propiamente dicho; el coeficiente de correlación de las curvas de regresión calculadas es siempre muy alto ($>0,85$), existiendo por tanto una dependencia muy fuerte de los parámetros medidos con respecto a la variable de localización, constituida por la proximidad a la costa.

Los datos expuestos ponen en evidencia que las aguas de los lagos hipogeos más cercanos al litoral se ven totalmente afectadas por los procesos de mezcla entre aguas continentales y marinas, los cuales son reconocibles hasta incluso algún kilómetro hacia el interior de la isla (Figura 58). Sólo los valores documentados en el pozo nº 2 —localizado a unos 6 kilómetros de la costa— serían representativos de la presencia de una lente de agua dulce ajena, por el momento, a los efectos de la intrusión marina (ver Tabla 12). En su conjunto, las aguas de los lagos subterráneos analizados entrarían en la categoría de las aguas enriquecidas en cloruros y sulfatos alcalinos.

La concentración del catión K^+ ha sido empleada para realizar una estimación del porcentaje de agua marina en el sistema geoquímico (Figura

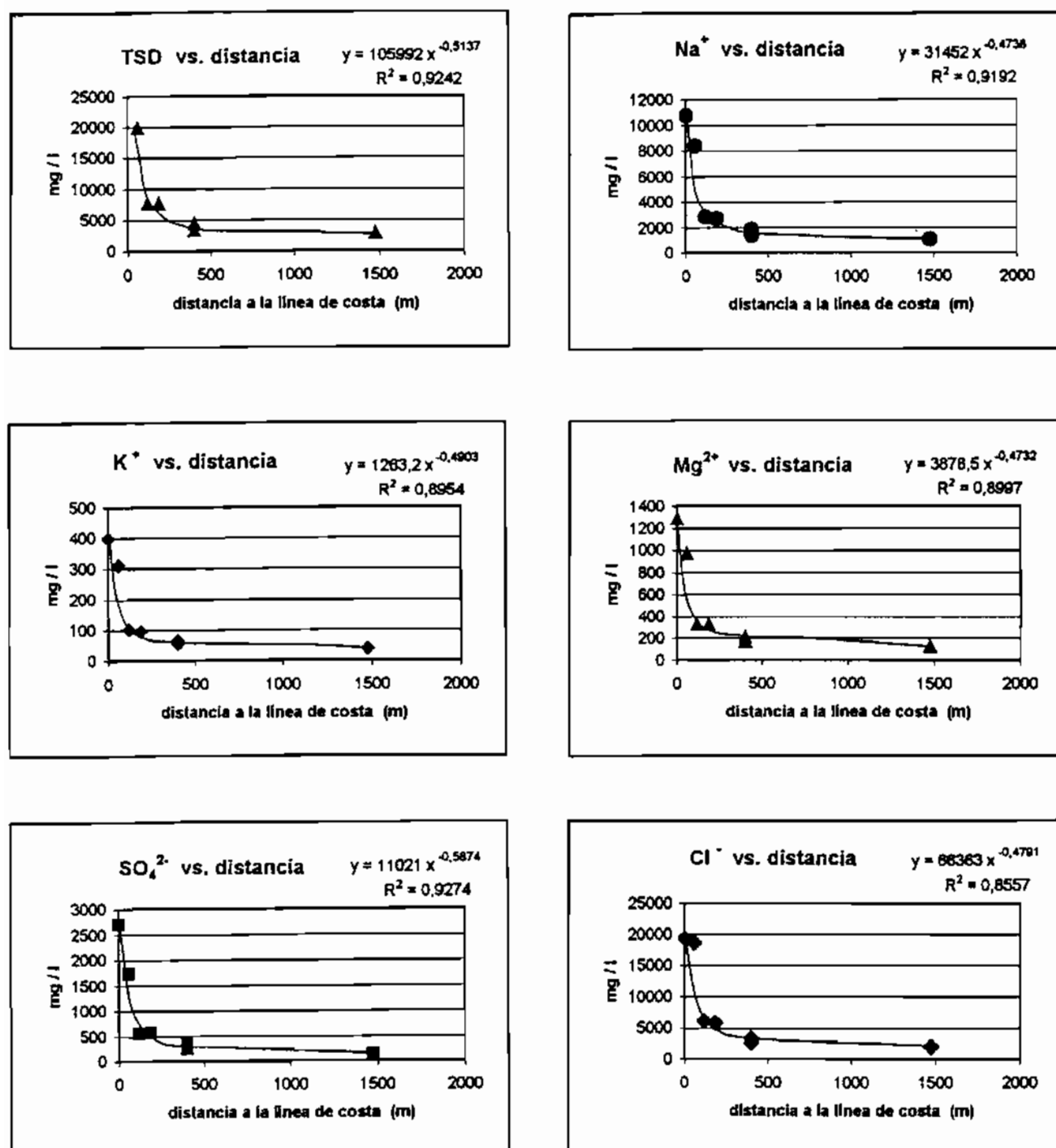


Figura 58: Concentraciones de TSD (total de sales disueltas), Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , SO_4^{2-} y Cl^- en las aguas de los lagos subterráneos, en función de su distancia con respecto a la línea de costa. Para cada diagrama se indica la ecuación de la curva de regresión y el coeficiente de correlación.

59), utilizando las aguas del pozo nº 2 (PZ-2) y del mar (AM) a modo de valores extremos y suponiendo que la presencia del citado catión se comporta como una función lineal de la proporción de agua marina. Los resultados que se desprenden oscilan entre casi un 80 % de agua salada en el caso de la Cova des Drac de Cala Santanyí (situada a unos 50 metros de la costa), hasta tan sólo un 5 % en la Cova de sa Gleda (Manacor) ubicada a 1,5 kilómetros del litoral. En localidades como la Cova den Passol (Felanitx), sita a algo más de un centenar de metros de la línea de costa, el porcentaje estimado de agua marina supera el 20 %. Aunque se trate de datos estimativos, la proporción de agua del mar presente en los acuíferos costeros de la Mallorca oriental ha de poseer un comportamiento análogo al conjunto de variables descritas en la Figura 58, mostrando un incremento exponencial en función de la proximidad a la costa.

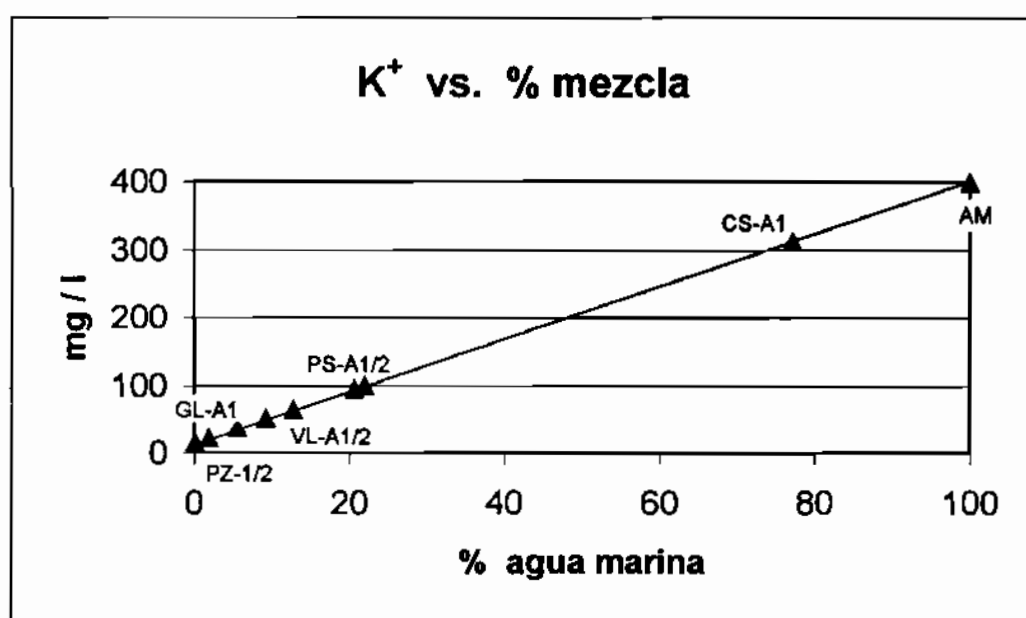


Figura 59: Proporción de mezcla entre agua dulce y agua marina, estimada a partir de la concentración del catión K^+ .

Obsérvese cómo el porcentaje de agua marina aumenta hacia la derecha, a medida que disminuye la distancia a la línea de costa (ver Tabla 12).

Perfiles de conductividad. Se ha procedido a la elaboración de perfiles verticales de conductividad en los lagos de la Cova de Cala Varques A, en el municipio de Manacor, cavidad que se abre a unas pocas decenas de metros

de la línea de costa (ver datos sobre su localización en la Figura 52 y la Tabla 10). Los perfiles efectuados alcanzan hasta una profundidad de 7 metros, habiéndose realizado un total de dos de ellos en situaciones estival e invernal respectivamente (Figura 60). Para eventuales comparaciones, algunos datos de salinidad obtenidos a diferentes profundidades, en lagos de cavernas de las Baleares, pueden ser consultados en GINÉS (1983) y JAUME (1995); estos autores reportan rangos de salinidad que van desde el 1 al 13 ‰ en superficie, alcanzando valores superiores al 30 ‰ a 2-3 metros de profundidad según las cavidades.

Los dos perfiles realizados se desenvuelven en su totalidad a lo largo de la zona de mezcla litoral, presentando magnitudes mínimas de conductividad en las aguas superficiales del lago, pero con cifras siempre por encima de los 5.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los valores próximos a los del agua marina ($> 40.000 \mu\text{S}/\text{cm}$) se alcanzan a -4 metros de profundidad en condiciones de verano, y a unos -5 metros en el perfil efectuado en invierno; esta circunstancia sería el resultado de un importante aporte invernal de aguas meteóricas, el cual desplazaría a mayor profundidad la interfase entre aguas continentales y marinas.

En ambos perfiles (Figura 60) se pueden apreciar dos rupturas de pendiente, observables entre 10.000-20.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 30.000-40.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, que es factible relacionar con una acentuada estratificación de las aguas subterráneas a causa de gradientes de densidad de los fluidos, controlados por factores como la salinidad y/o la temperatura. El perfil obtenido en condiciones de invierno presenta una pendiente general relativamente constante, al tiempo que los dos escalones mencionados aparecen bastante suavizados; ambas circunstancias se explicarían asimismo en base a la mayor entrada de aguas meteóricas en el sistema, a causa de las altas precipitaciones otoño-invernales.

Los perfiles de conductividad aportados —junto con los demás parámetros físico-químicos medidos en los lagos de las cavidades—

denotan que la zona de mezcla litoral, en el Levante de Mallorca, es sin duda un ambiente geoquímico complejo, espacialmente importante en razón tanto de su espesor como de la penetración tierra adentro de los fenómenos de intrusión marina. Queda por dilucidar la trascendencia espeleogenética y

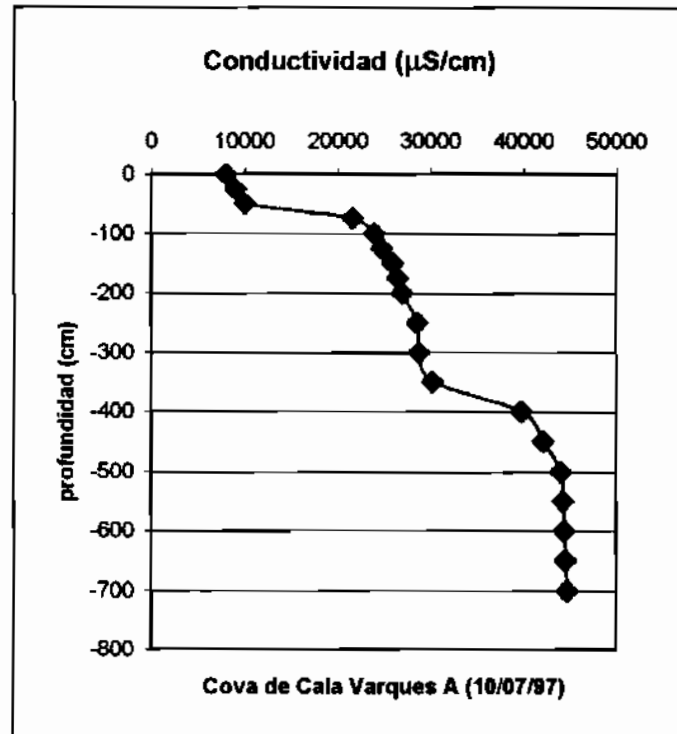
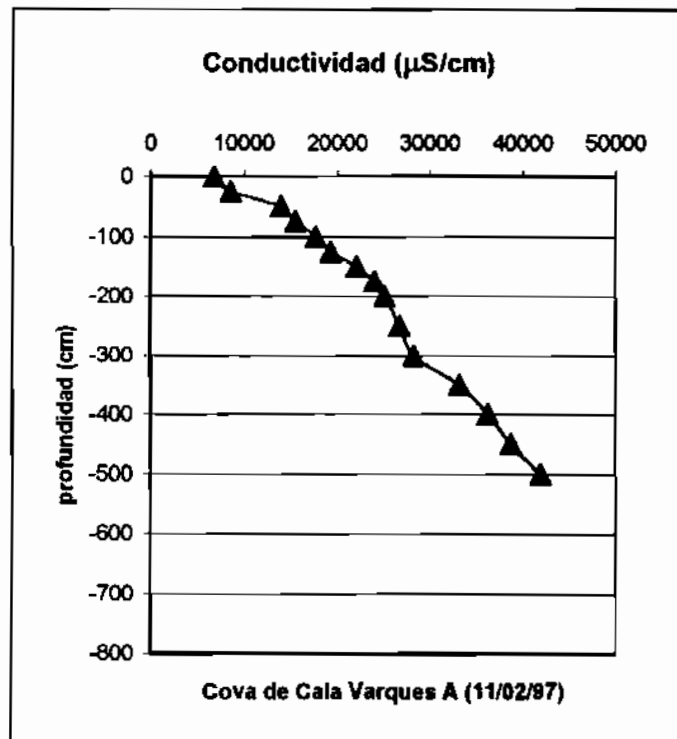


Figura 60:
Perfiles de conductividad
obtenidos en los lagos de la
Cova de Cala Varques A
(Manacor), en condiciones
estivales e invernales.



diagenética de este ambiente freático en el momento presente, ya que hasta la fecha las investigaciones sobre estas materias han sido más bien escasas (HERMAN *et al.*, 1985, 1986; PRICE & HERMAN, 1991).

Índices de Saturación calculados. Para cada lago analizado se ha procedido a calcular el Índice de Saturación del agua con respecto a la calcita y al aragonito —S.I._(c) y S.I._(a), respectivamente— habiéndose recogido los resultados en la Tabla 13. El cálculo de estos índices ha tenido en cuenta diversas características físico-químicas medidas en las aguas, como son la alcalinidad total, la concentración de Ca^{2+} disuelto, el pH y la temperatura, siendo necesario conocer también la fuerza iónica de la solución, la cual ha podido ser estimada a partir de la conductividad; el interesado podrá obtener en PAZZELLI (1999) algunas precisiones teóricas sobre el método empleado para dicho cálculo.

Los índices de saturación, referidos a las dos especies minerales de carbonato de calcio (calcita y aragonito), son indicativos de la tendencia de un agua a precipitar o disolver los mencionados minerales: las aguas subsaturadas (S.I. <0) podrán disolver CaCO_3 , mientras las sobresaturadas (S.I. >0) tenderán a precipitarlo. De todos modos este parámetro no debe ser considerado como un indicador de absoluta fiabilidad, en cuanto a la tendencia geoquímica de una determinada agua, puesto que ha de tenerse presente la existencia de numerosos factores adicionales los cuales inciden en los complejos equilibrios del sistema $\text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3 - \text{CO}_2$. Así pues, el enriquecimiento en Mg puede favorecer la precipitación de aragonito, mientras que la presencia de fosfatos, por ejemplo, es susceptible de inhibir la precipitación de calcita (RAO & ADABI, 1992; RAO, 1996). Por otra parte la adición de iones como Na^+ , K^+ y Cl^- a un agua rica en bicarbonatos aumenta la solubilidad del carbonato de calcio, aunque este efecto resulta condicionado a su vez por la presión parcial del CO_2 . Manteniendo constantes las otras variables, a un cierto porcentaje de mezcla de agua marina le corresponden índices de saturación decrecientes a medida que se

incrementa la $p\text{CO}_2$ considerada (PLUMMER, 1975); queda claro de esta forma cómo la mezcla de agua marina, junto con la presión parcial del CO_2 , tienen un papel decisivo en el índice de saturación de las aguas freáticas litorales.

<i>cavidad</i>	<i>lago</i>	<i>muestra</i>	S.I. (c)	S.I. (a)
Cova de sa Gleda	sala de entrada	GL-A1	+0,32	+0,17
Cova den Passol	Sifó des Crancs	PS-A1	+0,45	+0,30
	Sifó des Somnis	PS-A2	+0,32	+0,17
Cova des Drac de Cala Santanyi	sala de entrada	CS-A1	+0,003	-0,10
Cova des Pas de Vallgornera	Platja des Fòssils	VL-A1	+0,05	-0,10
	s'Amfiteatre	VL-A2	+0,25	+0,10

Tabla 13: Se indican los índices de saturación con respecto a la calcita y al aragonito —S.I.(c) y S.I.(a), respectivamente— calculados para las aguas de algunos lagos subterráneos de cavidades sitas en el Migjorn de Mallorca.

De entre los lagos examinados, los de la Cova den Passol (Felanitx) y la Cova de sa Gleda (Manacor) arrojan índices de saturación respecto a la calcita (S.I.(c)) mayores de +0,30 (ver Tabla 13), y se está produciendo en ellos deposición de CaCO_3 bajo la forma de calcita flotante. En este sentido, FORD & WILLIAMS (1989) mencionan que, para poder iniciarse la precipitación en una solución en equilibrio termodinámico, debe superarse un umbral energético (el potencial de nucleación) que estos autores sitúan en torno a valores de S.I. cercanos al +0,30. tal como sucede en estas localidades de la costa oriental de Mallorca. Los otros lagos analizados tienen valores positivos de S.I.(c), pero menores de +0,30; no hay presencia de calcita flotante, ni ningún otro tipo de precipitado observable a simple vista.

Los índices de saturación respecto al aragonito ($S.I._{(a)}$) son positivos en su mayoría, pero con magnitudes bastante bajas ($<+0,30$). Las condiciones son por lo tanto favorables en general para la deposición de calcita, existiendo dos localidades con valores negativos de $S.I._{(a)}$ en las que pueden darse procesos de disolución de aragonito.

Los datos expuestos ahora, al igual que los publicados con anterioridad por HERMAN *et al.* (1985, 1986) y PRICE & HERMAN (1991), no denotan la existencia de activos procesos de disolución en las aguas freáticas litorales del Migjorn de Mallorca. Al revés, es generalizada la situación de sobresaturación en calcita, siendo un hecho común observar láminas flotantes en la superficie de los lagos, a causa de la cesión de CO_2 a la atmósfera de las cavidades. Se constata, por otra parte, una cierta tendencia a la subsaturación en aragonito, pero con toda probabilidad existe en la roca de caja poco aragonito susceptible de ser disuelto todavía (HERMAN *et al.*, 1985); no en vano la roca ha estado expuesta de manera dilatada a la actividad geoquímica de la zona de mezcla, con la consiguiente disolución y creación de porosidad afectando principalmente a las masas coralinas aragoníticas.

Aunque la tónica actual observable en las aguas superficiales de los lagos subterráneos es la sobresaturación, las actividades de espeleobuceo realizadas en numerosas cuevas de la isla (GRÀCIA *et al.*, 2000) ponen de relieve la existencia, en profundidad, de horizontes hídricos en los que predomina la disolución. Éstos se hallan relacionados con zonas de mezcla bien estratificadas, las cuales se distinguen con facilidad por la turbidez que estos procesos otorgan a la visibilidad subacuática. Los horizontes de disolución, asociados a la interfase actual entre aguas continentales más o menos dulces y aguas marinas, afectan tanto a los materiales calcareníticos que albergan las cavidades, como a todo tipo de espeleotemas sumergidos en las aguas de estos lagos hipogeos. Las presentes observaciones no

demuestran la existencia de procesos activos de espeleogénesis, pero al menos corroboran la actividad presente de los mecanismos de disolución —y por tanto de creación de porosidad— en las zonas freáticas litorales del Migjorn de Mallorca.

5. 4. Cuevas marinas y capturas kárstico-marinas

Estos tipos de cavidades costeras han sido ya someramente tratados en algunos capítulos o apartados previos, siempre desde la perspectiva de sus características definitorias más generales. En este sentido, a lo largo del bloque de contenidos dedicado al endokarst se han expuesto los rasgos morfogenéticos principales de estas cuevas marinas y/o kárstico-marinas, así como su representación en las distintas regiones naturales inscritas en nuestra área de estudio; por otra parte, en un apartado precedente a éste (pero dentro del presente capítulo) nos hemos vuelto a ocupar de estas cuevas, analizándolas esta vez desde el punto de vista de las interacciones que se dan entre la karstificación y el modelado litoral.

En las páginas siguientes se procede a efectuar una nueva aproximación a estos fenómenos, destinada a complementar el marco morfogenético esbozado con anterioridad, intentando profundizar en las implicaciones espeleocronológicas que se desprenden del estudio geomorfológico de estas manifestaciones kárstico-costeras.

5.4.1. Las cuevas marinas

La Figura 61 nos muestra la topografía de una localidad muy representativa de esta clase de formas de erosión litoral: se trata de la Cova Gran, en las inmediaciones de Portocolom (Felanitx). Las cuevas marinas son unas cavidades que se originan como resultado de la erosión, en gran parte mecánica, asociada al ambiente altamente energético que caracteriza las costas acantiladas. La acción erosiva suele aprovechar zonas de debilidad de la masa rocosa (discontinuidades sedimentarias y/o

estructurales), viéndose favorecida también por la actuación de determinados procesos bioerosivos (SCHNEIDER, 1976; TRUDGILL, 1985). A su vez, desprendimientos de bloques rocosos, los cuales participan en el crecimiento volumétrico de la cavidad, contribuyen a conformar la apariencia con la que se presentan estas cavernas, cuya génesis —en principio— poco o nada tiene que ver con el proceso de karstificación (JENNINGS, 1985). Conviene dejar constancia de que FORTI (1993) efectúa una discusión del término *cueva marina* en la que desaconseja su aplicación a las morfologías de erosión litoral que estamos describiendo, reservándolo para designar las grandes cavernas de disolución asociadas a la mezcla de aguas continentales y marinas; como ya se ha indicado en el capítulo introductorio de esta memoria, estas últimas cavidades se considerarán originadas por una variante del proceso de karstificación, entendiendo que el concepto de *cueva marina* es tan sólo aplicable a unas formas concretas de

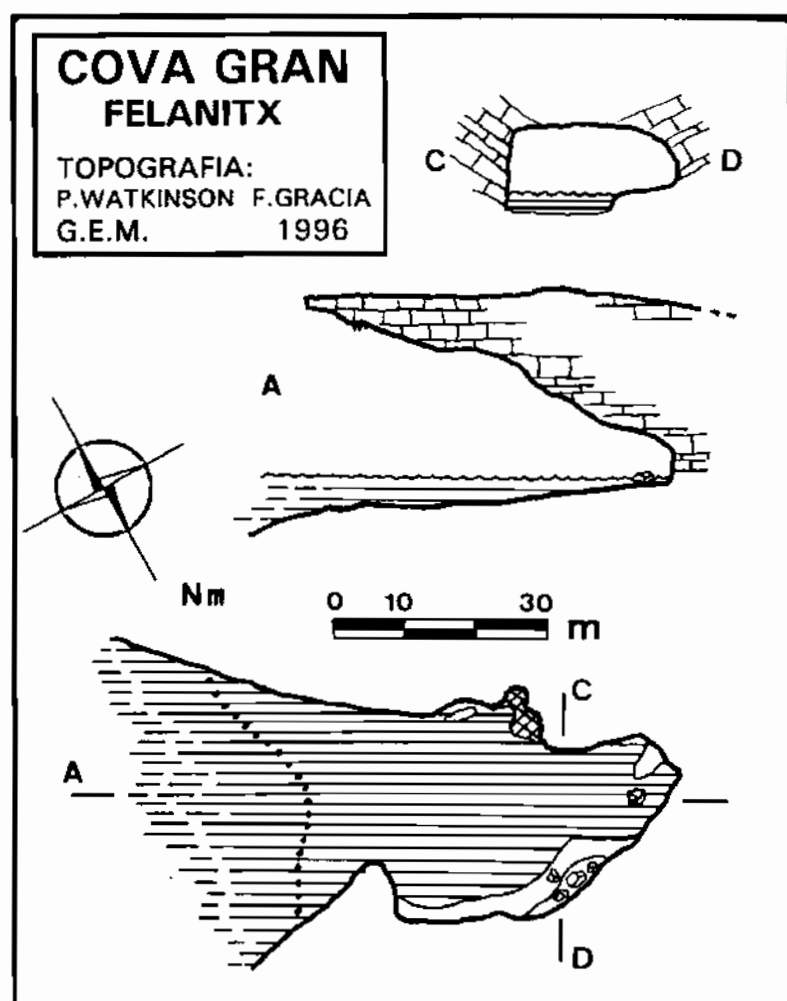


Figura 61:
Topografía de un ejemplar típico de cueva de génesis marina, localizada en las inmediaciones de Portocolom (según GRÀCIA *et al.*, 1997).

erosión restringidas a la línea de costa y que, además, son susceptibles de generarse también en litologías no calcáreas (BADIELLA *et al.*, 1992).

Las cuevas de génesis marina presentan aperturas situadas al nivel de la mar, en ocasiones de gran tamaño, que se resuelven en cavidades de dimensiones decrecientes cuya penetración en el interior de la masa rocosa suele ser de poca relevancia (GRÀCIA & VICENS, 1998). El suelo de estas cuevas posee una tendencia ascendente, estando ocupado por sedimentos marinos y abundantes bloques o cantos heterométricos trabajados por la fuerza del oleaje. Habitualmente las aguas marinas inundan la mitad inferior del perfil de la cavidad (ver Figura 42), en el caso de las formas subactuales; en estas cuevas activas, correspondientes al presente nivel marino, los espeleotemas suelen ser inexistentes, predominando las morfologías de erosión mecánica así como las de disolución biológicamente controlada.

El ejemplo concreto de la Cova Gran (Figura 61) puede corresponderse con una posible excavación marina postglacial, ya que su boca se localiza en la cota ± 0 . Aún así, no debe descartarse de ninguna manera que esta cavidad hubiese comenzado a generarse, y haya sido retrabajada, durante otros episodios de nivel marino semejante o superior al actual, como puede ser el último interglacial (estadio 5) o incluso algún evento anterior. Por encima del presente nivel del Mediterráneo, es frecuente en Mallorca la existencia de pequeñas cuevas marinas —situadas a altitudes diversas— relacionadas con rasas y plataformas de abrasión pleistocénicas (CUERDA, 1975); la información cronológica que han suministrado estos fenómenos es escasa, salvo cuando estas formas están asociadas a depósitos marinos con un contenido faunístico de valor crono-estratigráfico.

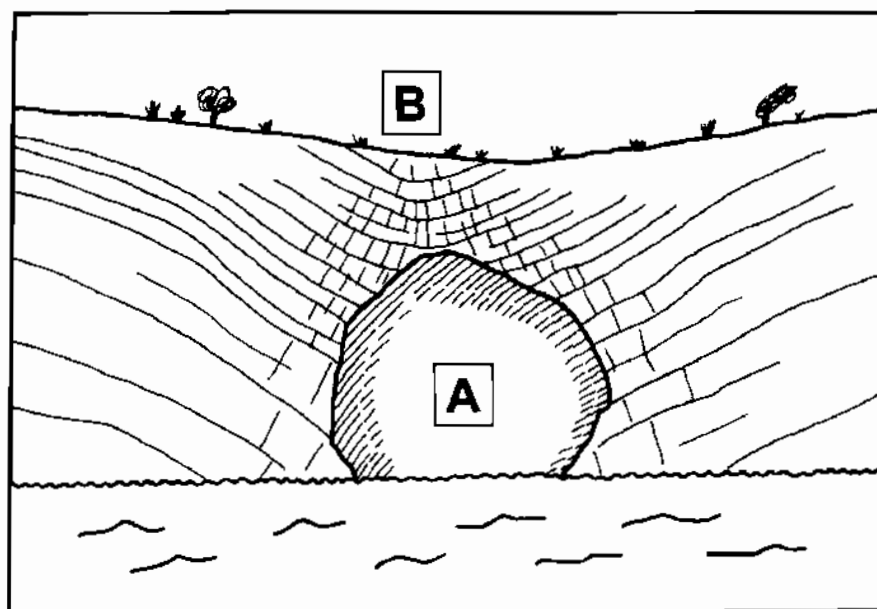
La existencia de esta clase de cavidades por debajo de la superficie de las aguas marinas ha sido reportada por GRÀCIA *et al.* (1997), quienes señalan la presencia de abundantes cuevas y plataformas de abrasión marina a una profundidad aproximada de -15 metros, en el sector de costa próximo a Portocolom. Como veremos más adelante, este dato concuerda

con las evidencias derivadas del estudio de las alineaciones de espeleotemas freáticos correspondientes a estabilizaciones negativas del nivel marino; a este respecto, adelantaremos aquí que han sido reconocidos hasta 20 paleoniveles de dichas cristalizaciones freáticas, a profundidades comprendidas entre -1,5 y -23 metros. Las edades obtenidas para esos paleoniveles marinos abarcan desde 63 ka hasta > 350 ka B.P., pudiéndose asegurar que durante los últimos 200 ka el nivel marino ha estado situado entre -14 y -16 metros en un mínimo de seis ocasiones. Esto supone que, durante dicho lapso temporal, el mar ha podido retrabajar sucesivas veces antiguas líneas de costa dispuestas en torno de la mencionada cota de -15 metros.

La incidencia de los colapsos paleokársticos. Las rocas calcáreas del Mioceno post-orogénico del Levante de la isla contienen unas estructuras paleokársticas que ya hemos descrito con cierto detalle. Básicamente estas evidencias de antiguas fases de karstificación se manifiestan en forma de vacíos de disolución que se producen en la Unidad Arrecifal, de edad Tortoniense, los cuales ocasionan la deformación y brechificación del Complejo Terminal suprayacente, de edad Messiniense (POMAR *et al.*, 1983a; FORNÓS & POMAR, 1983). Una interpretación detallada de estas estructuras de deformación, relacionadas con fenómenos de paleo-karstificación, puede consultarse en FORNÓS (1991, 1999) y FORNÓS *et al.* (1989a, 1995).

La existencia de estos colapsos tiene repercusiones claras en la formación de cuevas de génesis marina, si bien el papel que éstos juegan puede adquirir características ambivalentes e incluso antagónicas. Por un lado, el propio ejemplo que se ha descrito de la Cova Gran (GRÀCIA *et al.*, 1997) es bien esclarecedor de cómo la erosión marina ha explotado una amplia zona de debilidad constituida por la zona central del colapso paleokárstico, allí donde los materiales del Complejo Terminal ofrecen una mayor frecuencia de fracturación y una acusada brechificación; la Figura 62 recoge de modo esquemático la apariencia de esta localidad, la cual es del todo ilustrativa de la casuística que nos ocupa.

Figura 62:
Esquema
interpretativo de
la Cova Gran
(Felanitx),
efectuado a partir
de una fotografía
incluida en
GRÀCIA *et al.*
(1997).



Se trata de una cueva marina que aprovecha uno de los múltiples colapsos paleokársticos, existentes en el Mioceno Superior post-orogénico de la costa oriental de la isla. La altura del acantilado costero es próxima a los 25 metros.

A: entrada de la cueva marina.

B: sector muy fracturado y parcialmente brechado, perteneciente a la parte central del colapso.

En un contexto geológico casi idéntico —pero con unos resultados geomorfológicos más bien contrapuestos— se sitúan los abundantes colapsos paleokársticos existentes entre Mondragó y s'Estret des Temps, en el municipio de Santanyí. En este tramo de costa las chimeneas centrales de los colapsos configuran unos cuerpos verticales de brechas heterométricas, fuertemente cohesionadas por cemento calcáreo que rellena en su totalidad los amplios espacios inter-partícula de las zonas brechadas. El comportamiento de estos colapsos, frente a la erosión marina, es del todo diferente a lo expuesto al referirnos al ejemplo anterior, tal como se desprende de la observación de la Figura 63. Este gráfico nos aporta la topografía del gran colapso paleokárstico ubicado entre la Punta des Savinar y el Niu de s'Àguila, siendo factible comprobar que su chimenea central no se comporta como zona de debilidad sino que al contrario, y gracias a su acusada cementación, representa un área de mayor resistencia la cual queda reflejada en la trayectoria planimétrica de la línea de costa. En esta localidad, la acción erosiva marina se ha concentrado en los flancos laterales de la estructura paleokárstica, lugares donde se da una alta densidad de

fracturación ligada a la deformación de las capas calcáreas en las inmediaciones de la chimenea del colapso; de este modo se han generado dos cuevas marinas dispuestas a un lado y al otro de la chimenea central, las cuales aprovechan en particular las características facies de manglar que integran el Complejo Terminal, de edad Messiniense, en este tramo de nuestro litoral (FORNÓS & POMAR, 1983), afectando también en ocasiones a los niveles estromatolíticos suprayacentes dentro del citado Complejo Terminal. La formación de este par de cuevas marinas puede haber tenido

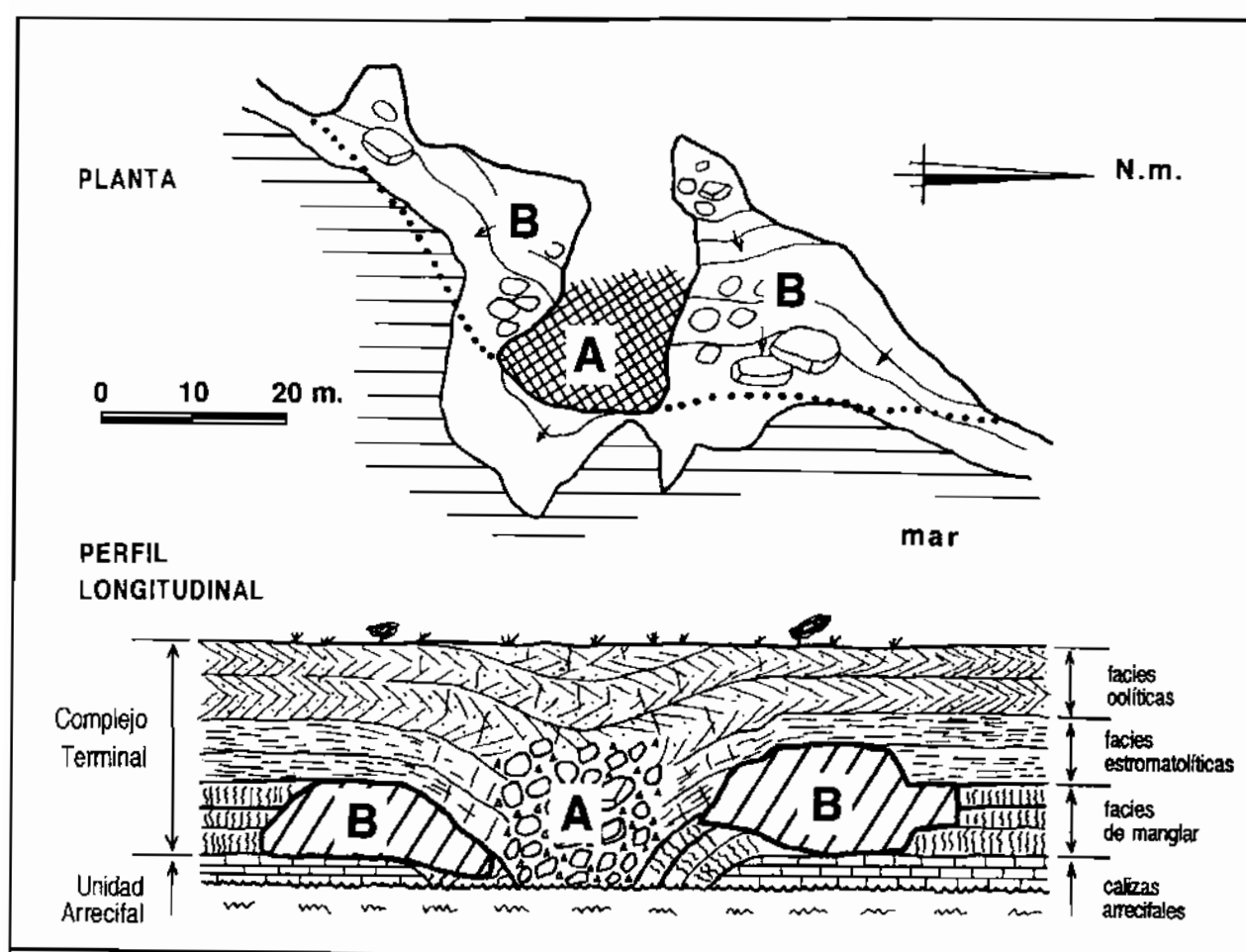


Figura 63: Topografía esquemática de un fragmento de costa sito entre el Niu de s'Àguila y la Punta des Savinar (Santanyí), en la plataforma de materiales calcáreos del Mioceno Superior (Tortonense-Messiniense).

A: zona brechada y fuertemente cementada, correspondiente a la chimenea central de un colapso paleokárstico.

B: cuevas marinas excavadas en los flancos laterales del colapso.

lugar durante el último interglacial (estadio 5), ya que se abren ligeramente por encima del actual nivel del mar. De todos modos, su nada desdeñable desarrollo vertical — que alcanza al menos hasta los 12 metros s.n.m. — no impide descartar su excavación durante episodios de nivel marino más elevado, como puede ser el estadio 7 o incluso eventos anteriores.

Los dos casos antagónicos recién descritos documentan adecuadamente la variabilidad morfogenética de las cavidades de génesis marina, cuando dichas formas de erosión litoral explotan este tipo de fenómenos paleokársticos. La altimetría y cronología de estas cuevas marinas viene controlada, claro está, por la posición y la edad del nivel marino que las ha generado. Aún así su distribución espacial resulta controlada asimismo por otros aspectos, como es la altitud a la que aparece en los acantilados costeros el Complejo Terminal, que constituye la unidad estratigráfica donde se manifiesta de manera llamativa la paleokarstificación sufrida por las calcarenitas arrecifales subyacentes. En este sentido, la cota a la que se sitúa la base del Complejo Terminal representa un límite inferior, por debajo del cual no encontraremos cuevas marinas excavadas aprovechando este tipo de peculiares morfologías paleokársticas. Por ejemplo, en el sector de litoral que se extiende desde Portocristo hacia el Norte no se localizan cuevas de génesis marina como las descritas, puesto que en los acantilados costeros aflora solamente la Unidad Arrecifal, habiendo desaparecido por erosión el Complejo Terminal suprayacente (FORNÓS, 1991); por el contrario estas cavidades son abundantes bastante más hacia el Sur, donde el hundimiento relativo de grandes bloques delimitados por fallas normales recientes coloca el Complejo Terminal —con sus estructuras paleokársticas asociadas— a cotas próximas al presente nivel del Mediterráneo. De esta manera nos hallamos ante el hecho de que la distribución altitudinal de esta tipología concreta de cuevas marinas no es función tan sólo de las vicisitudes del nivel marino, sino que está también muy condicionada por los factores estratigráficos ligados a la presencia de este peculiar paleokarst fini-Mioceno.

5.4.2. Las capturas kárstico-marinas

Esta expresión fue acuñada por MONTORIOL-POUS (1971a) al ocuparse de algunas cavidades costeras de las Baleares, en concreto de la Cova de les Roses en la isla de Cabrera. En principio pretende designar fenómenos geomorfológicos en cuya génesis participan, de modo no necesariamente dependiente, procesos propios de dos sistemas de erosión bien diferenciados: el karst y el modelado litoral. En estas páginas se usa el término *captura kárstico-marina* —o la expresión alternativa de *cavidad de génesis mixta kárstico-marina*— para hacer referencia a cuevas de claro origen kárstico que han sido capturadas por la evolución morfológica de la línea de costa. Se ha preferido conservar el término original, utilizado por MONTORIOL-POUS (1971a, 1971b), con la intención de minimizar los problemas terminológicos, a pesar de que tal vez sería más ajustado a la realidad hablar en nuestro caso de la captura marina de cavidades kársticas. La relevancia de esta clase de fenómenos en los karsts insulares ha sido puesta de manifiesto por NÚÑEZ-JIMÉNEZ *et al.* (1984), quienes utilizan el concepto de *cueva freato-marina* para referirse a las cavernas de disolución freática comunicadas con el exterior a causa de la erosión litoral.

La gama de formas producidas por la participación de los dos modelados citados es muy variopinta. Ya se ha visto en páginas precedentes cómo es posible encontrar cavernas de disolución kárstica abiertas al exterior por pequeñas entradas marinas o submarinas (ver Figuras 41 y 53) o, en otras ocasiones, grandes salas destruidas parcialmente por la evolución de las vertientes y acantilados costeros (Figura 45).

En determinadas ocasiones, como sucede en la de la Cova des Pilar (Manacor), la cavidad resultante puede llegar a exhibir rasgos morfológicos que enmascaran en gran medida su origen kárstico. En la Figura 64 se incluye una sección longitudinal de la citada localidad, en la que conviene destacar el perfil ascendente de su suelo —característico de las cavidades de génesis marina— en el que abundan bloques y cantos más o menos rodados por la fuerza del oleaje. Esta caverna reuniría los rasgos propios de

las cuevas marinas, de no ser por la extensión y complejidad planimétrica de su sala principal y su profusa compartimentación en base a grandes depósitos estalagmíticos y columnatas, los cuales denotan la particularidad de su origen primero; nos hallamos pues no ante una verdadera cueva marina sino frente a un espectacular fenómeno mixto kárstico-costero.

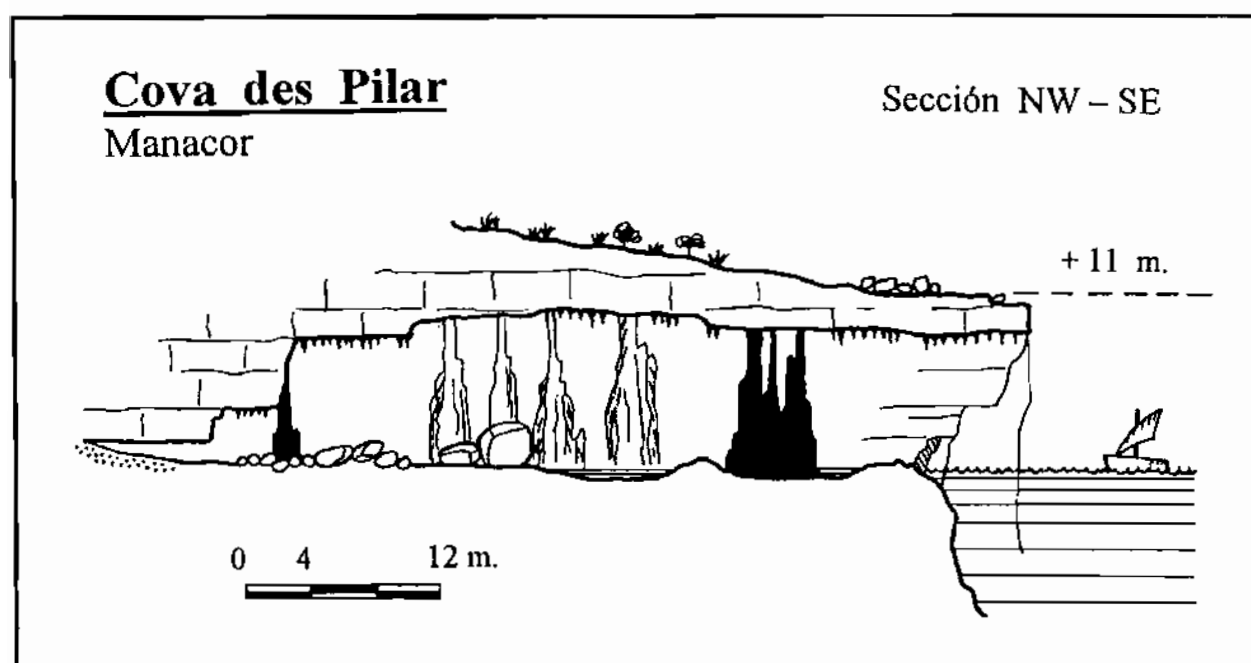


Figura 64: Sección longitudinal de una cueva marina de la costa de Manacor. En realidad nos hallamos ante una caverna kárstica —muy bien decorada mediante llamativos macizos estalagmíticos y columnas— que ha sido capturada por la erosión litoral, la cual le ha conferido rasgos morfológicos propios de las cavidades de génesis estrictamente marina. Nótese la presencia de una plataforma de erosión marina, a una altitud de 11 metros s.n.m.

Un caso extremo de esta categoría de cavidades lo tendríamos en la Cova Marina des Pont (Figura 65). Esta vistosa localidad consiste en una gran sala, dotada de formaciones estalagmíticas (coladas, estalagmitas...), abierta al exterior gracias al hundimiento de buena parte de su techo (TRIAS & MIR, 1977). Aparte de esta abertura, producto de la evolución en el tiempo de este vacío kárstico, la cueva se encuentra casi dismantelada por la erosión costera: de una parte, un espectacular arco de 14 metros de altura comunica el sector sudoriental de la sala con el mar abierto, mientras que

dos cuevas marinas de menor entidad conectan con la zona occidental de la mencionada sala. Esta cueva contiene una brecha con restos de *Myotragus balearicus*, atribuida al Pleistoceno Superior (MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979), que se encuentra parcialmente eliminada por la dinámica marina. Esta circunstancia, aunque no aporta grandes precisiones cronológicas, sugiere que la captura marina del vacío kárstico pre-existente ocurrió estando ya bien avanzado el Pleistoceno Superior.

La enorme variedad de la fenomenología asociada a estas formas kárstico-costeras hace prolijo e innecesario describir más ejemplos relativos a estas cuestiones. Pensamos que las cavidades descritas, junto con la interpretación espeleocronológica detallada de la Cova des Coloms —que seguirá a continuación—, permiten dar cumplida cuenta de las peculiaridades morfogenéticas de estos fenómenos.

5.4.3. Interpretación espeleocronológica de un ejemplo de captura kárstico-marina: la Cova des Coloms

Esta caverna se abre en los acantilados meridionales de Cala Falcó, en el término municipal de Manacor. Representa un exponente ideal de lo que se ha convenido en denominar como *captura kárstico-marina* (MONTORIOL-POUS, 1971a), puesto que se trata de un amplio porche de erosión marina el cual conecta —a través de un pequeño orificio casi totalmente inundado— con una sucesión de salas subterráneas cuyos rasgos morfológicos son los típicos del endokarst del Migjorn mallorquín. La Figura 66 da cabida a la topografía de la cavidad (TRIAS, 1992), mostrándonos cómo tras el porche de acceso (de génesis no kárstica) se extiende una cámara intermedia con el suelo ocupado en su totalidad por arenas marinas; tras ella, una sala final de dimensiones mayores alberga abundantes formaciones estalagmíticas pavimentarias y columnas, presentando además su perímetro ocupado por bellos lagos de aguas salobres.

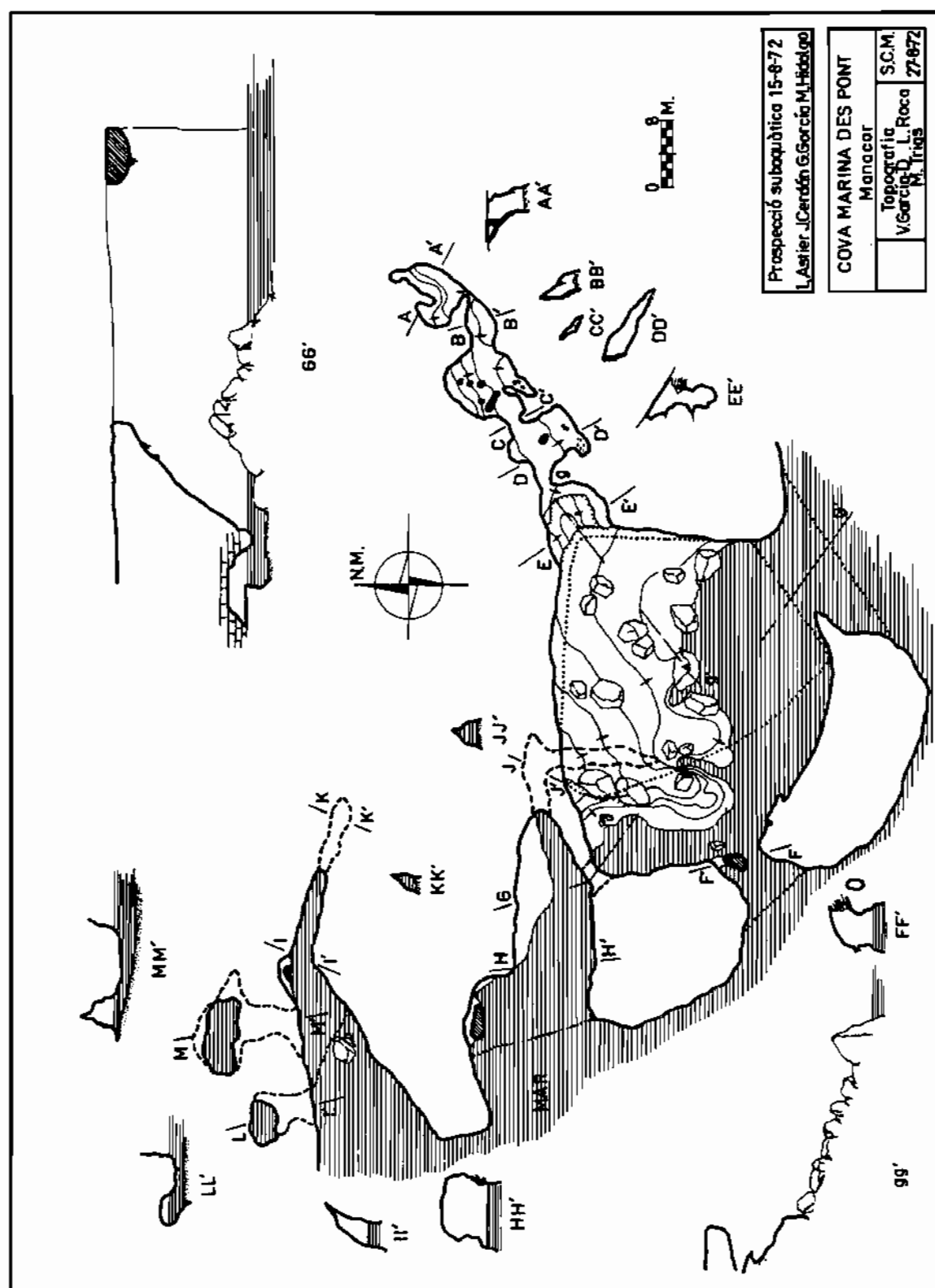


Figura 65: Topografía de un caso extremo de captura kárstico-marina. Una gran sala provista de abundantes bloques rocosos desprendidos de su techo, e incluso de formaciones estalagmíticas, se encuentra prácticamente desmantelada por la dinámica de los acantilados costeros. Diversas cuevas marinas conectan con la cavidad kárstica por su mitad occidental, mientras que su boca sudoriental configura un espectacular arco natural de 14 metros de altura (sección G - G').

Aparte del orificio marino de ingreso y de las arenas relacionadas con su apertura, un detalle morfológico a resaltar —a causa de su interés espeleocronológico— es la presencia de una banda de espeleotemas freáticos que se dispone, a una elevación de 2 metros s.n.m., a lo largo de las paredes y espeleotemas aéreos tanto de la sala intermedia como de la estancia terminal de la caverna.

En la Tabla 14 se ensaya una reconstrucción cronológica de la evolución de esta interesante cueva, que comentaremos acto seguido. La excavación de una red de protocavidades y vacíos freáticos primigenios hay que situarla cuando menos en el Plioceno o el Pleistoceno Inferior, sin desechar la participación de procesos paleokársticos que se pueden remontar hasta los tiempos fini-miocenos (FORNÓS *et al.*, 1995). Estas cavidades iniciales experimentaron durante el Pleistoceno Inferior y Medio una importante transformación en condiciones vadosas (desprendimientos rocosos, deposición de espeleotemas aéreos), de carácter polifásico a causa de las interferencias que las oscilaciones del nivel marino ejercen en la evolución del karst costero. En este sentido, las fluctuaciones positivas del Mediterráneo inhibirían el crecimiento de espeleotemas aéreos, mientras que los descensos del nivel del mar potenciarían el desarrollo de ajustes mecánicos de las bóvedas, permitiendo al mismo tiempo la deposición de todo tipo de formaciones estalactíticas y estalagmíticas convencionales.

Así se llega al Pleistoceno Superior con la cavidad kárstica configurada en su apariencia actual, excepción hecha de ciertos retoques morfológicos posteriores, a los que ahora se hará referencia. La existencia de una banda de espeleotemas freáticos, dispuesta a una cota de +2 metros en la sala intermedia de esta localidad, registra un episodio transgresivo ocurrido forzosamente con anterioridad a la apertura de la boca marina de la cueva. Para justificar esta afirmación, debe ser tenido en cuenta el siguiente hecho: la precipitación de este tipo de depósitos cristalinos no podría ocurrir en un ambiente geoquímico y dinámico como el existente hoy en día en dicha sala, habida cuenta de su actual conexión directa con el mar abierto. La edad atribuible a esta alineación de espeleotemas freáticos se

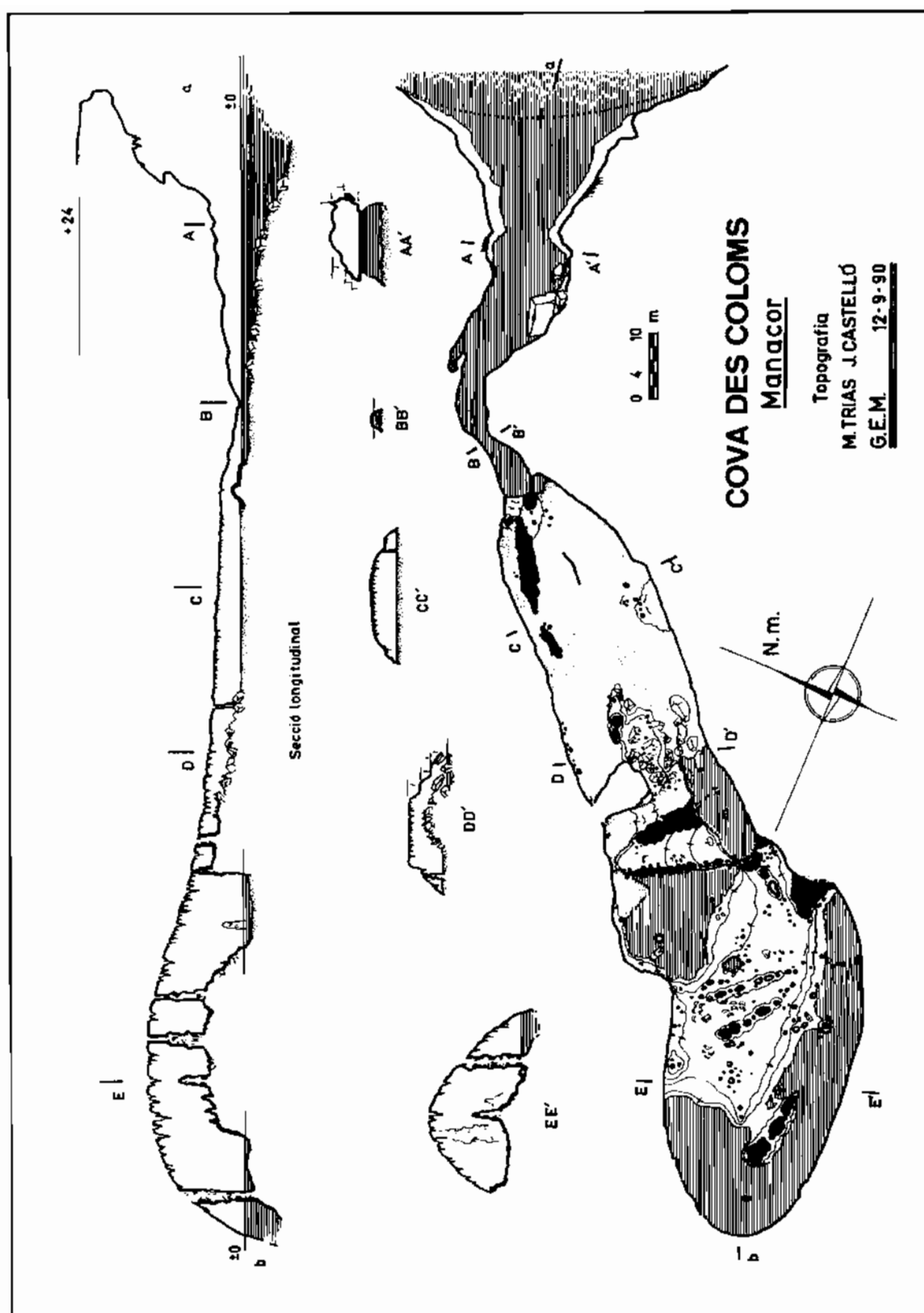


Figura 66: Topografía de una interesante caverna kárstico-marina, abierta en los acantilados meridionales de Cala Falcó.

El acceso se efectúa a través de una cueva marina, que ha capturado unas bellas salas de claro origen kárstico. La influencia marina se materializa, en la sala intermedia, en forma de arenas que cubren la totalidad de su suelo; la gran cámara final presenta lagos de aguas salobres, dotados de espeleotemas freáticos.

corresponde con el estadio isotópico 5 —o sea el último interglacial—, en base a abundantes paleoniveles datados a altitudes similares en localidades cercanas a la que nos ocupa; en concreto, la vecina Cova de Cala Falc6 alberga una banda de nivel localizada a +1,9 metros de altitud, y datada en 83,9 ka B.P. (ver subcapítulo 6.6), correspondiente con toda seguridad al


<i>acontecimiento morfológico</i>	<i>cronología propuesta</i>	ka B.P.
<ul style="list-style-type: none"> - prosigue la sedimentación de arenas marinas en la sala intermedia de la cueva - formación de espeleotemas freáticos subactuales en los lagos internos 	subactual	0 - 5
 <ul style="list-style-type: none"> - captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral, incluyendo la penetración de sedimentos marinos en las salas iniciales de la caverna 	postglacial	5 - 10
<ul style="list-style-type: none"> - deposición de espeleotemas freáticos en la sala intermedia (paleonivel de +2 metros), en correspondencia con un evento interglacial 	Pleistoceno Superior (estadio 5)	80 - 135
<ul style="list-style-type: none"> - evolución de la cavidad en condiciones vadosas (caída de bloques, estalagmitización). Esta dilatada fase tiene carácter discontinuo al verse interferida por las fluctuaciones del nivel marino 	Pleistoceno Medio — Pleistoceno Inferior	135 - 1500
<ul style="list-style-type: none"> - espeleogénesis: excavación freática de los vacíos y conductos iniciales 	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 - 6000

Tabla 14: Interpretación cronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfológicos discernibles en la Cova des Coloms (Manacor). En la Figura 66 se recoge la topografía de esta caverna kárstico-marina.

Se han remarcado los acontecimientos geomorfológicos que permiten acotar temporalmente el momento en que tiene lugar la apertura de la boca marina.

La edad indicada para los eventos anteriores al estadio isotópico 5 (*en cursiva*) es meramente orientativa.

subestadio 5a. La cronología propuesta para estos espeleotemas freáticos nos marca un límite temporal a la apertura de la boca marina de la cavidad: es decir, la captura del vacío kárstico preexistente, por parte de la erosión litoral, tiene que haber acontecido durante un evento transgresivo necesariamente más moderno que el estadio isotópico 5 o, lo que es lo mismo, ha de ser dicha captura de cronología postglacial.

En la actualidad cabe reseñar la formación de espeleotemas freáticos en el presente rango de fluctuación de los lagos más interiores, en los cuales los parámetros hidrodinámicos y geoquímicos todavía son favorables al desarrollo de estos procesos. Por contra, en la sala intermedia las condiciones ya no son propicias para la deposición de estos depósitos cristalinos subacuáticos, sino que tiene lugar la penetración de arenas marinas en los momentos de acusado oleaje.

El caso específico que se ha procedido a interpretar ahora, desde una perspectiva básicamente espeleocronológica, es sin duda un buen exponente de las posibilidades que ofrece el estudio geomorfológico del endokarst litoral, apoyado de modo conveniente en las modernas técnicas de datación isotópica.

5.5. Los rellenos de las cavidades estudiadas

Las cuevas costeras de los terrenos calcáreos son proclives a la existencia de rellenos sedimentarios, que en algunas ocasiones resultan por completo específicos de estos peculiares ambientes en los que interaccionan karstificación y morfogénesis litoral. Unas veces son sedimentos cuya presencia se circunscribe de manera exclusiva a las cavernas litorales, tratándose básicamente de materiales alóctonos de origen marino, ya sea emplazados a causa de la actuación directa de las aguas marinas o transportados por el viento. Por otra parte, aunque no sean exclusivos de la franja litoral, ofrecen gran interés los depósitos que engloban restos osíferos plio-pleistocénicos; su trascendencia radica en las informaciones espeleo-cronológicas que se pueden derivar del estudio paleontológico de estos restos óseos. Para finalizar esta enumeración conviene aludir a los variados rellenos autóctonos cristalinos típicos de las cavernas kársticas, es decir a los espeleotemas, y más en particular a las cristalizaciones freáticas litorales. Su interdigitación con otros depósitos, pertenecientes a las categorías antes citadas, favorece la interpretación cronoestratigráfica de estos ambientes sedimentarios, gracias sobre todo a la potencialidad de estos precipitados químicos en cuanto a su eventual datación por métodos radiométricos.

Para suministrar una visión concisa acerca de estas cuestiones —que permita además resaltar sus implicaciones espeleocronológicas— se efectúa acto seguido un repaso de los variados rellenos observables en las cavidades visitadas; al mismo tiempo se persigue la intención adicional de aportar algunos datos concretos y ejemplos, acerca de estas particulares modalidades del registro morfo-sedimentario que se dan en el endokarst litoral de la Mallorca oriental.

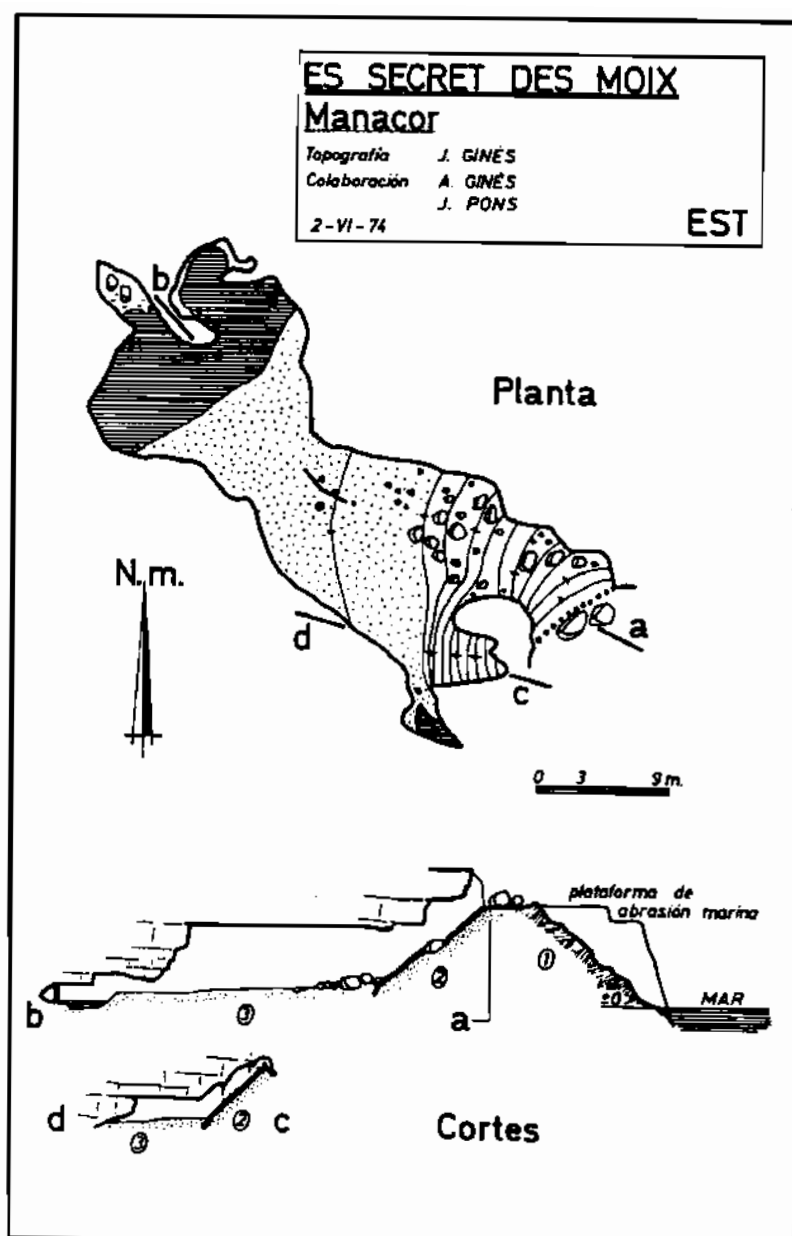
5.5.1. Depósitos alóctonos litorales

Dentro del amplio abanico de depósitos que tienden a rellenar las cuevas costeras, nos encontramos con una primera categoría de sedimentos

que pueden ser calificados de exógenos, ya que su deposición no está en absoluto relacionada con los procesos de karstificación. Se trata de arenas y gravas de origen marino, que han penetrado en las cavidades cercanas a la línea de costa mediante mecanismos deposicionales diversos (MONTORIOL-POUS & TERMES, 1963; GINÉS *et al.*, 1975). Como veremos a continuación, en unas ocasiones estos sedimentos se relacionan con su entrada directa a través de bocas marinas o submarinas, mientras que otras veces la deposición de arenas finas está ligada al transporte eólico de materiales procedentes de dunas litorales (Figura 67).

Los depósitos observados y sus respectivos contextos. Intentando sistematizar los rellenos alóctonos existentes en las cavidades investigadas, es factible distinguir unos pocos contextos geomorfológicos diferenciados, responsables de otros tantos tipos diversos de depósitos. Ocupándonos en primer lugar de los materiales emplazados directamente por la acción de las aguas marinas, debe tenerse en cuenta que la captura de cavidades kársticas a causa de la erosión costera da origen a numerosas aperturas localizadas en la misma línea de costa, con frecuencia situadas por debajo el nivel marino. A través de estas entradas marinas y/o submarinas —cuya posición altimétrica relativa está afectada por las oscilaciones glacio-eustáticas— penetran sedimentos de procedencia marina, en ocasiones bastante bien clasificados, y que suelen corresponder a arenas groseras o incluso gravas finas. Las playas subterráneas existentes en la Cova de na Mitjana, de Capdepera, o en la Cova des Coloms, de Manacor (Figuras 41 y 66) son buenos ejemplos de esta casuística, que cuenta con abundantes localidades adicionales (ver Tabla 10). Casi siempre se trata de arenas subactuales, en las cuales se observan pequeños *ripples* de oscilación consecuencia de la débil dinámica que afecta a estos lagos subterráneos de aguas marinas. En el caso de la Cova de na Mitjana (Figura 53) se distingue un primer episodio de deposición de arenas marinas, que se encuentran en la actualidad cementadas por coladas estalagmíticas (GINÉS *et al.*, 1975); la cronología de estas arenas más antiguas no está perfectamente establecida, pero podrían haberse emplazado durante el último interglacial (estadio isotópico 5) coincidiendo con el momento de la captura marina del vacío

Figura 67:
Topografía de una interesante cavidad situada en el paraje conocido como ses Partions, a caballo entre los municipios de Manacor y Felanitx. Ver explicación detallada en el texto.
1: formación dunar pleistocénica;
2: calcarenita eólica depositada por gravedad en el interior de la cueva, y fosilizada por colada estalagmática;
3: arenas marinas actuales.



kárstico. Aparte de los ejemplos citados, también existen cavidades que poseen bolsadas dispersas de calcarenitas de claro origen marino, dispuestas en los sectores próximos a sus respectivos ingresos, tal como ocurre, por citar tan sólo una localidad, en la Cova de Cala Falcó (Manacor).

Los rellenos alóctonos más originales —dentro de los observables en las cuevas kársticas litorales mallorquinas— son sin duda las arenas introducidas en algunas cavidades, gracias a la actuación de mecanismos de transporte eólico (GINÉS & GINÉS, 1974). Por una parte, resultan frecuentes los restos discontinuos de eolianitas depositadas en las zonas de entrada de cavernas cercanas a la línea de costa, como sucede en las Coves d'Artà

(PONS-MOYÀ & ROCA, 1974; CUERDA, 1975) y Cova de na Barxa, ambas en el municipio de Capdepera, o en la Cova de ses Dones, en Manacor (Figura 45). Pero los casos más llamativos los constituyen dunas ascendentes, adosadas a los acantilados costeros (*cliff front dunes, climbing dunes*), que penetran por gravedad en el interior de formas endokársticas preexistentes, pudiendo en ocasiones llegar a obstruir sus orificios de acceso. Este tipo de dunas cuaternarias asociadas a los frentes de los acantilados marinos son muy abundantes en el litoral oriental de Mallorca, y su arquitectura ha sido objeto de diversas publicaciones (FORNÓS *et al.*, 1983; SERVERA, 1997; CLEMMENSEN *et al.*, 1997).

La topografía incluida en la Figura 67 nos muestra los sedimentos alóctonos de la localidad denominada el Secret des Moix, en el municipio de Manacor. Además de una importante acumulación de arenas marinas —penetradas por la boca subacuática que conecta el mar abierto con el pequeño lago meridional— destaca la presencia de un curioso depósito gravitatorio hemicónico de arenas eólicas, que cegó parcialmente la entrada

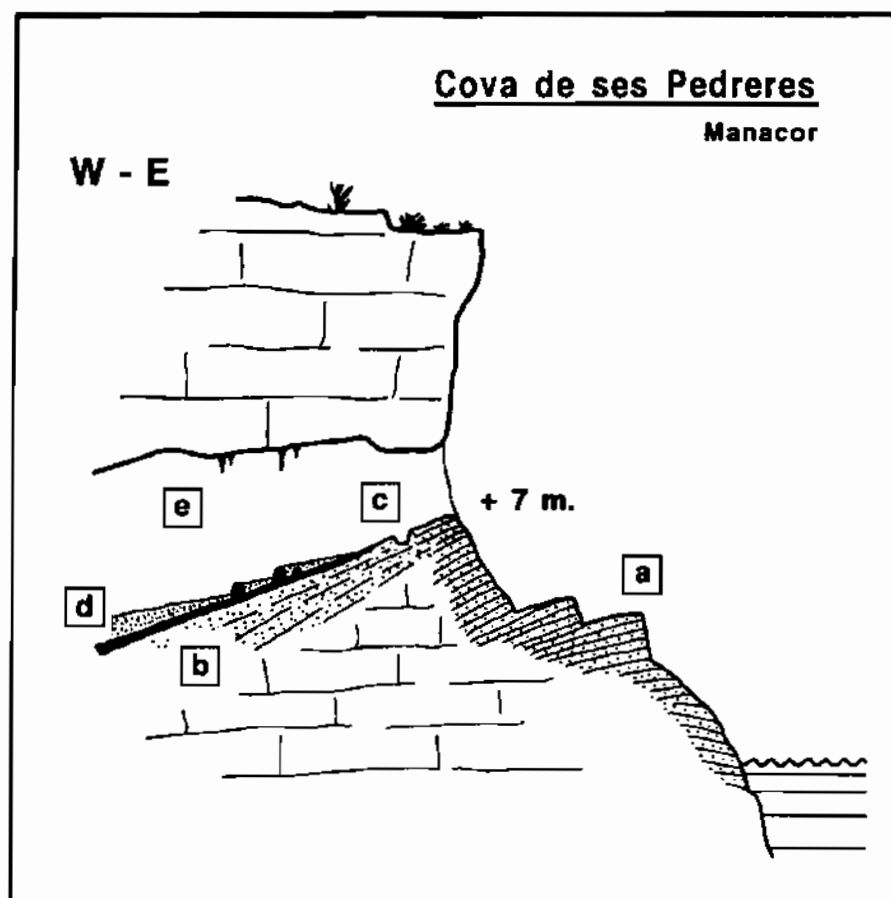


Figura 68:
Esquema interpretativo de los sedimentos alóctonos costeros, presentes en una cavidad de las cercanías del Frontó des Molar (Manacor). Consultar explicación pormenorizada en el texto.

- a:** duna adosada pleistocénica;
- b:** calcarenita eólica emplazada por gravedad y cubierta por colada estalagmítica;
- c:** formas de erosión (marmitas) en los materiales calcareníticos;
- d:** arenas groseras subactuales;
- e:** cueva kárstica litoral.

de la cavidad. Estas arenas se encuentran recubiertas por una fina capa estalagmítica, estando relacionadas en cuanto a su procedencia con una duna adosada pleistocénica que ocupa la ladera donde se abre la cueva. La propia duna exterior se halla trabajada por una rasa de abrasión marina, de cota +6 metros, circunstancia que ilustra acerca de la relativa antigüedad de estos materiales.

En un contexto morfogenético semejante al recién descrito, la Figura 68 recoge un esquema interpretativo de los sedimentos exógenos de la Cova de ses Pedreres (Manacor). De nuevo es posible observar un sistema dunar, adosado al borde de la plataforma tabular del Mioceno Superior, el cual se ha introducido en una cavidad kárstica preexistente, emplazándose por gravedad en su interior al tiempo que resultaba taponado su acceso. Durante los grandes temporales las aguas marinas han reabierto la cueva y penetrado en ella, excavando formas de erosión (marmitas) en los materiales calcareníticos, que se encuentran en la actualidad bastante cementados. Hacia el interior, las calcarenitas eólicas están fosilizadas por delgadas coladas estalagmíticas, descansando sobre ellas unas arenas groseras heterométricas y sin cementar depositadas en los episodios tempestuosos actuales. Esta localidad se abre muy cerca del yacimiento pleistocénico marino del Frontó des Molar, estudiado por VICENS *et al.* (1998); la duna adosada que penetra en la caverna parece relacionarse con la formación dunar superior presente en este yacimiento, que es atribuida por los mencionados autores a la última glaciación (Würm).

El último ejemplo que se aporta corresponde a la Cova des Sòtil (Manacor), la cual exhibe unas características del todo similares a las que acabamos de describir ahora. Esta curiosa cueva, localizada a 5,4 metros de altura cerca de Cala Bota (Figura 69), también resultó cegada por una duna pleistocénica adosada al acantilado costero. La dinámica litoral dismanteló más tarde buena parte del sistema dunar, reabriéndose la cavidad al exterior a causa de la actuación de los mecanismos de erosión costera sobre los materiales eolianíticos. Aunque GRÀCIA & VICENS (1998) interpretan esta cueva como una forma de abrasión marina —la cual ha

caracterización mineralógica. En general los especímenes recogidos corresponden a calcarenitas bioclásticas, muy bien seleccionadas, y con grados de cementación bastante variables. La mayoría de los depósitos estudiados consisten en arenas de medias a finas (entre 0,5 y 0,125 mm de tamaño de grano), granulometría que apunta hacia un transporte eólico para casi todas las muestras; es habitual encontrar los materiales finos en las partes más internas de las cavidades. El examen macroscópico de las muestras evidencia un porcentaje bajo de litoclastos, así como abundantes granos que conservan todavía su mineralogía original (hasta cifras cercanas al 30 %). La litificación de los materiales está relacionada con condiciones meteóricas vadosas, observándose una cementación tipo menisco de mineralogía calcítica.

Han sido realizados difractogramas de rayos-X de las muestras recolectadas, cuyos resultados aparecen reunidos en la Tabla 15. Los datos mineralógicos que se incluyen son determinaciones semicuantitativas, efectuadas en base a las áreas (*raw areas*) de los picos principales de los difractogramas; la composición mineral se expresa como porcentaje del total de la muestra, sin tener en consideración ni la halita ni el yeso.

Los resultados obtenidos (Tabla 15) presentan una acusada variabilidad mineralógica, incluso entre muestras de la misma localidad. Predomina la calcita con bajo contenido en magnesio (LMC) que llega a constituir porcentajes superiores al 90 % en algunas de las muestras; en algunos casos se dan también valores elevados —hasta del 50 %— de calcita magnesiánica (HMC). El aragonito está casi siempre presente, pero siempre con magnitudes inferiores al 9 %, mientras que la dolomita puede ser cuantitativamente importante en algunos casos (muestras *DO-1* y *PD-2*) con valores que superan el 25 %. El cuarzo es poco abundante, con porcentajes máximos del 11 % (*BA-5*), y las arcillas se detectan sólo a niveles de indicios. La halita y el yeso aparecen en bastantes de las muestras, suponiéndoseles un origen de neoformación actual relacionada con el spray marino. Conviene indicar que la elevada proporción de dolomita detectada en la muestra *MI-1* (62,69 %) apunta a la probabilidad de que se

trate de materiales residuales, procedentes de la disolución y desagregación de las rocas dolomíticas donde se enclava la cavidad; de hecho la apariencia y disposición del depósito pulverulento muestreado no es relacionable con claridad con un posible origen alóctono eólico.

La naturaleza mineralógica de los depósitos analizados denota su origen bioclástico, en base a la presencia de aragonito y la abundancia de calcita magnesiana (HMC). Los granos de mineralogía dolomítica se relacionan probablemente con una componente litoclástica, derivada de los mecanismos de destrucción del litoral. La composición mineral de las muestras difiere, en cierta manera, de lo observado por FORNÓS & AHR (1997) para los depósitos dunares actuales de Mallorca; estos autores constatan una proporción poco elevada de calcita con bajo contenido en magnesio (en torno al 30 %), así como un porcentaje de aragonito del orden del 19 %. La mineralogía observada en nuestras muestras, que exhibe un notable aumento porcentual de la calcita pobre en magnesio (LMC) y una clara disminución del aragonito, estaría relacionada con los procesos diagenéticos sufridos por los materiales arenosos de las cuevas litorales investigadas.

Implicaciones espeleocronológicas. Los depósitos alóctonos del endokarst costero constituyen peculiares conjuntos sedimentarios, en cuya disposición ha jugado un papel importante la historia cuaternaria del nivel marino. Desafortunadamente, los rellenos que encontramos dentro de las cavidades —y en particular los de transporte eólico— suelen carecer de contenido faunístico de valor cronoestratigráfico, o de cualquier otra pauta que nos informe sobre la edad de su emplazamiento. En líneas generales se relaciona la presencia, en Mallorca, de extensos sistemas dunares con eventos regresivos del nivel del Mediterráneo (CUERDA, 1975), habiéndose distinguido en nuestra isla, por parte de BUTZER (1975), hasta 7 secuencias continentales de eolianitas depositadas durante los últimos 300 ka. Dentro de este esquema general que asocia formaciones dunares con episodios regresivos, y depósitos de playa elevados con momentos interglaciales, tan sólo la interpretación geomorfológica es susceptible de proporcionar en

localidad	muestra	Aragonito	Calcita LMC*	Calcita HMC*	Dolomita	Cuarzo	arcillas	Halita **	Yeso **	color ***
Cova de na Barxa	BA-5	2,41	11,37	56,86	18,10	11,26	indicios	presente	presente	7.5YR 8/3 pink
Cv. de ses Pedreres	PD-1	2,34	92,92	0	3,61	1,13	0	abundante	—	7.5YR 8/3 pink
	PD-2	6,30	42,62	14,17	36,91	indicios	0	indicios	indicios	5YR 8/3 pink
	PD-3	6,46	34,66	52,21	5,46	1,21	0	—	—	5YR 8/3 pink
Cova de ses Dones	DO-1	6,38	66,12	0	27,49	indicios	0	indicios	mucho	7.5YR 8/2 pinkish white
	DO-2	7,88	47,23	23,62	20,62	0,65	0	abundante	—	10YR 8/3 very pale brown
	DO-3	8,44	59,40	29,70	2,46	indicios	0	presente	—	7.5YR 8/2 pinkish white
Cova des Sòtil	SO-1	3,26	84,56	0	12,18	indicios	0	—	—	7.5YR 8/2 pinkish white
	SO-2	0	99,15	0	0	0,85	indicios	—	—	7.5YR 8/2 pinkish white
	SO-3	0	100	0	0	0	0	—	—	10YR 8/2 very pale brown
Secret des Moix	MO-1	5,15	72,25	0	21,63	0,97	0	—	—	5YR 8/3 pink
	MO-2	1,87	91,15	0	2,22	4,76	0	—	—	5YR 7/6 reddish yellow
Cova de na Mitjana	MI-1	0	15,51	21,25	62,69	0	0,55 (lilita?)	indicios	mucho	7.5YR 6/3 light brown

* LMC (Low Magnesian Calcite) 2θ <29,50 ; HMC (High Magnesian Calcite) 2θ >29,60
 ** la presencia de Halita y Yeso se supone de neoformación actual por spray marino
 *** según la *Munsell Soil Color Charts* (1994)

Tabla 15: Datos mineralógicos obtenidos mediante difracción de rayos-X, correspondientes a muestras de depósitos de origen eólico.

Los valores indicados se expresan como porcentajes del total de la muestra, pero sin tener en consideración la Halita ni el Yeso. Se trata de datos semicuantitativos, calculados a partir de las áreas (*raw areas*) de los picos de los difractogramas.

primera instancia informaciones válidas, sobre la situación en el tiempo de estas fases concretas en la evolución de las cavidades abiertas en la franja costera.

Haciendo referencia a las localidades estudiadas, en muchas de ellas no es posible establecer criterios que permitan precisar la cronología de las eolianitas observadas, adscribiéndolas a estadios concretos del Pleistoceno Medio o Superior. En una sola ocasión —en la Cova de ses Pedreres— parece evidente la pertenencia del depósito eólico a un evento climático más o menos unívoco —la última glaciación (Würm)—, al presentar una relación bastante clara con el yacimiento marino estudiado por VICENS *et al.* (1998). En el caso de la Cova des Sòtil, el grado de desmantelamiento de la duna adosada que penetra en la cueva indicaría tal vez una cronología más antigua que la anterior, la cual podría remontarse a algún momento previo al último interglacial (estadios 6 ó 8?). Finalmente, la formación dunar existente en el Secret des Moix (y el depósito hipogeo asociado) debería corresponder a una regresión anterior al estadio 7, ya que esta duna ha sido trabajada por una rasa de abrasión marina situada a +6 metros, altura que no alcanzó el nivel marino en Mallorca durante los últimos 200 ka (VESICA *et al.*, 2000).

Como se acaba de poner de manifiesto, las evidencias espeleo-cronológicas suministradas por esta categoría de rellenos de nuestro endokarst litoral son escasas y además poco concluyentes. El mejor potencial para la datación de este tipo de sedimentos alóctonos subterráneos se relaciona con su recubrimiento por coladas estalagmíticas, las cuales a su vez son datables con fiabilidad por métodos isotópicos (Th/U, principalmente). Esta línea de trabajo no ha sido emprendida todavía, pero puede proporcionar interesantes precisiones sobre la edad de los acontecimientos sedimentarios (sea cual fuere su origen) observados en una caverna y —en el caso de las eolianitas— contribuir además a establecer la cronología de las formaciones dunares que originaron estos peculiares rellenos hipogeos alóctonos. Se irá constatando a lo largo del presente capítulo, cómo las posibilidades que ofrece la datación isotópica de coladas

estalagmíticas son enormes, de cara sobre todo a la reconstrucción de la historia morfogenética de las cavidades litorales.

5.5.2. Depósitos osíferos plio-cuaternarios

Resulta del todo incuestionable afirmar que las áreas kársticas constituyen ambientes geomorfológicos singulares, muy favorables de cara al emplazamiento de materiales paleontológicos de fauna vertebrada. La existencia de abundantes formas endokársticas —muchas de ellas de tendencia vertical o subvertical— facilita la acumulación de restos de animales que han penetrado, o caído accidentalmente, en el interior de las cavidades subterráneas. De esta manera, no es de extrañar que, en entornos geográficos como Mallorca, la gran mayoría de los yacimientos paleontológicos conocidos de vertebrados plio-cuaternarios correspondan a localidades de origen kárstico (MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979; SONDAAR *et al.*, 1995).

Los restos osíferos, que se han ido depositando dentro de las cuevas de los terrenos calcáreos, quedan incorporados a sus peculiares registros sedimentarios, intercalándose entre otros materiales —específicamente kársticos, en cuanto a su génesis— como son las coladas estalagmíticas y espeleotemas en general. En el caso de las cavidades litorales, la complejidad de las secuencias estratigráficas que ellas pueden albergar se incrementa más todavía, dando cabida también a sedimentos diversos de origen marino y/o eólico (arenas, gravas...). Así, las cuevas kársticas costeras configuran un panorama especialmente interesante, desde una perspectiva espeleocronológica, en el cual resulta de suma utilidad el estudio paleontológico de los depósitos osíferos existentes, ya que contribuye a la correcta determinación temporal de las sucesivas etapas discernibles en la evolución geomorfológica del endokarst investigado.

Los vertebrados plio-cuaternarios de Mallorca y la espeleocronología. En las islas calcáreas, el estudio de los restos de vertebrados de yacimientos

kársticos ofrece un interés especial. Con frecuencia nos encontramos ante formas endémicas, de géneros hoy en día extinguidos, relacionadas con las tendencias evolutivas experimentadas por unas faunas plio-cuaternarias, que han permanecido aisladas a causa de las condiciones de insularidad desde el Mioceno Superior. La investigación anatómica y sistemática de estos conjuntos faunísticos insulares es sumamente importante desde los puntos de vista paleogeográfico y filogenético, aspectos que quedan del todo corroborados analizando el conocimiento paleontológico de entornos geográficos como las islas Baleares (SONDAAR *et al.*, 1995). El estudio estratigráfico y morfogenético de los yacimientos que contienen estas faunas endémicas —apoyado además en la utilización de técnicas de datación absoluta (métodos radiométricos, paleomagnetismo, racemización de aminoácidos)— hace posible situar las tendencias evolutivas observables dentro de un marco cronológico sólido, de utilidad tanto para las propias investigaciones paleontológicas como para la interpretación geomorfológica de estos territorios insulares.

En Mallorca, se conocen muy bien las líneas evolutivas de las faunas de mamíferos que colonizaron la isla en los tiempos fini-miocenos (ALCOVER *et al.*, 1981). Determinados géneros, como los micromamíferos *Hypnomys* —un glírido— o *Nesiotites* —una musaraña—, se hallan documentados por formas atribuidas al Plioceno Superior (*H. waldreni*, *N. ponsi*), las cuales van evolucionando en el tiempo (por ejemplo *H. intermedius*, del límite Plio-Cuaternario) hasta llegar a las especies características del Pleistoceno Medio y Superior de las islas de Mallorca y Menorca (*H. morpheus*, *N. hidalgo*).

Más preciso todavía es el conocimiento de la filogenia y cronología de las distintas especies descritas de *Myotragus*, bóvido endémico del Plioceno y Cuaternario de las Gimnesias (Figura 70). Multitud de yacimientos a todo lo largo y ancho de Mallorca, han llevado a la distinción en nuestra isla de cinco especies diferentes de dicho género, que ilustran unas claras tendencias evolutivas que afectan en especial a su dentición y al aparato locomotor; la posición cronológica de las distintas formas viene

sustentada por estudios estratigráficos detallados y dataciones absolutas, que quedan cumplidamente referenciadas en la importante monografía de ALCOVER *et al.* (1981). De este bóvido casi emblemático en la paleontología mallorquina han sido descritas unas formas arcaicas —representadas por las especies *M. pepgonellae* y *M. antiquus*, del Plioceno Medio y Superior respectivamente— que evolucionan a través de especies como *M. kopperi* y *M. batei*, hasta llegar a *M. balearicus* del Pleistoceno Medio y Superior, especie descrita a comienzos del siglo XX por BATE (1909). La extinción de estas faunas endémicas del Plio-Cuaternario de Mallorca y Menorca coincide con la llegada del hombre a estas islas, entre el tercero y el octavo milenio antes de Cristo según diferentes interpretaciones.

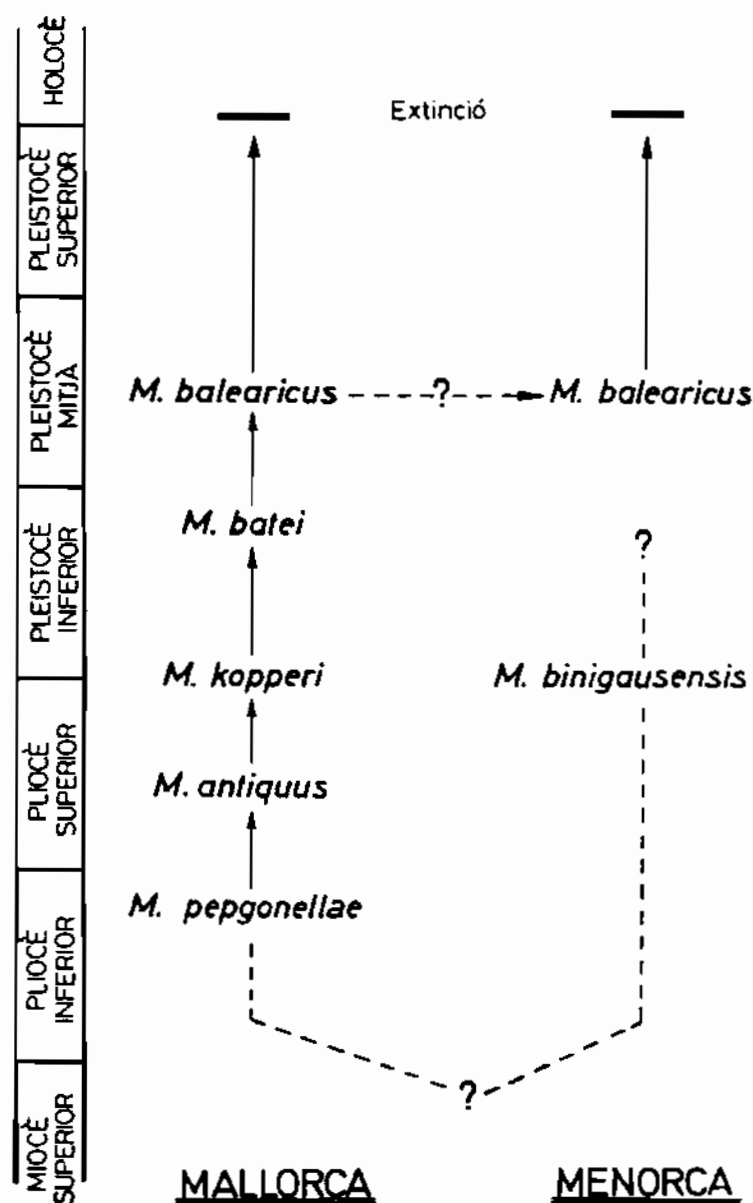


Figura 70:
Líneas evolutivas del género *Myotragus* en las islas de Mallorca y Menorca, con indicación del probable posicionamiento cronoestratigráfico de las distintas especies conocidas (según ALCOVER *et al.*, 1981).

Algunos yacimientos muy interesantes, como el de la Cova de Canet en el municipio de Esporles, albergan formas arcaicas del género *Myotragus* (concretamente *M. antiquus*) de las cuales ha sido factible determinar su edad mediante el estudio paleomagnético de los sedimentos que incluyen estos depósitos osíferos (PONS-MOYÀ *et al.*, 1979). Los resultados expuestos por estos autores han permitido situar esta especie en el Plioceno Superior (2.600-2.800 ka B.P.), contribuyendo así al adecuado posicionamiento cronológico del filum del género *Myotragus* en Mallorca. Aparte de la importancia cronoestratigráfica del citado yacimiento, los datos por él suministrados tienen el interés adicional de confirmar la relativa gran antigüedad de la endokarstificación de la isla, la cual se remonta probablemente incluso a los tiempos fini-miocenos (GINÉS *et al.*, 1979; GINÉS & GINÉS, 1995b).

Estratigrafía de la COVA DES FUM

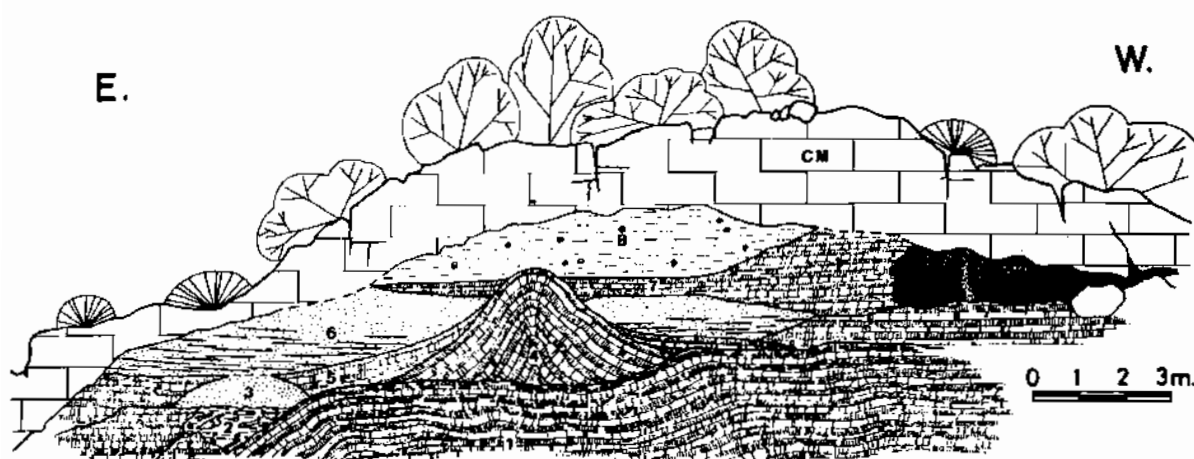


Figura 71: Secuencia estratigráfica que se observa en el yacimiento de la Cova des Fum, en el municipio de Sant Llorenç des Cardassar (según GINÉS & FIOL, 1981).

En orden de antigüedad decreciente, puede distinguirse: 1: primera generación de coladas estalagmíticas; 2: brecha osífera con *Myotragus antiquus*, forma arcaica de dicho género encuadrable en el Plioceno Superior; 3: primer depósito de calcarenitas de origen marino; 4: domo estalagmítico; 5: segunda generación de coladas estalagmíticas; 6: segundo depósito calcarenítico; 7: tercera generación de coladas estalagmíticas; 8: limos con gasterópodos terrestres; CM: calizas mesozoicas.

Acercándonos más a nuestra área objeto de estudio, hay que mencionar la localidad de la Cova des Fum, en Sant Llorenç des Cardassar. Se trata de una cantera para la explotación de piedra ornamental, hoy en día abandonada, que contiene un espectacular y complejo conjunto de coladas estalagmíticas, restos paleontológicos con *Myotragus antiquus*, calcarenitas de origen marino, y limos continentales con gasterópodos (GINÉS & FIOL, 1981). En realidad es una cueva kárstica, localizada a 85 metros de altitud, colmatada en su práctica totalidad por el conjunto sedimentario que aparece en la Figura 71. La presencia de una brecha osífera con *M. antiquus*, sitúa al menos en el Plioceno Medio o Inferior la excavación de esta caverna kárstica, cuya evolución morfológica se ha visto además interferida por oscilaciones del nivel marino acontecidas a lo largo del Pleistoceno Inferior.

Los datos recién expuestos de manera sucinta pretenden tan sólo poner de manifiesto el siguiente hecho: el contenido faunístico de los yacimientos de vertebrados plio-cuaternarios representa una herramienta más para la realización de estudios espeleocronológicos pluridisciplinarios. Esta interesante posibilidad se puede hacer efectiva en la medida en que se conozca la correcta ubicación temporal de las distintas formas evolutivas de dichas faunas, dentro del contexto de la cronoestratigrafía de los tiempos geológicos más recientes.

Los depósitos osíferos existentes en las cavidades visitadas. Los restos fósiles de vertebrados endémicos hallados en las cavernas estudiadas, desafortunadamente no han aportado materiales de alto valor cronoestratigráfico, tales como las formas menos evolucionadas de las líneas filogenéticas de los géneros *Myotragus*, *Nesiotites* o *Hypnomys*. Por el contrario, en todos los casos se han obtenido de manera exclusiva restos óseos atribuibles al Pleistoceno Medio o Superior y al Holoceno, cuya relevancia desde la óptica espeleocronológica es bastante limitada.

Dejando de lado el yacimiento de la Cova de na Barxa, en Capdepera —del cual nos ocuparemos más adelante con detenimiento— tan sólo se ha constatado la existencia de materiales osíferos de fauna

vertebrada en otras cinco localidades, que pasaremos a comentar brevemente acto seguido.

Las turísticas Coves d'Artà (Capdepera) han suministrado materiales de *Myotragus balearicus*, *Hypnomys morpheus*, *Nesiotites hidalgo*, *Turdus viscivorus* y aves indeterminadas, incluidos en unos limos arenosos amarillentos de origen eólico atribuidos al Pleistoceno Superior, en concreto al Würm (PONS-MOYÀ & ROCA, 1974; CUERDA, 1975). El yacimiento se localiza en el gran porche natural de entrada a esta famosa caverna, lugar donde se abre también otra cavidad de gran importancia paleornitológica —la Cova Nova— de la que se han extraído restos de *M. balearicus* e *H. morpheus* así como 34 taxones de aves (FLORIT & ALCOVER, 1987; McMINN & ALCOVER, 1992; SEGUÍ, 1996); los materiales de esta localidad proceden de unos sedimentos arenosos amarillentos idénticos a los de las Coves d'Artà, constituyendo junto con ellos una única y coetánea formación fosilífera.

El resto de cavidades investigadas de interés paleontológico se localiza en la zona kárstica de Can Frasquet - Cala Varques (Manacor). Por un lado la Cova des Xots contiene restos de *M. balearicus* pertenecientes probablemente al Pleistoceno Superior, aunque esta localidad ofrece poco interés para nuestros fines ya que no exhibe evidencias claras de las peculiaridades geomorfológicas que caracterizan a la karstificación litoral. Por otra parte, la Cova des Moro alberga al menos dos conjuntos deposicionales bien diferenciados: uno de ellos con *M. balearicus*, situado en la parte norte de la sala principal y de posible ubicación cronológica en el Pleistoceno Medio, y otro de edad Pleistoceno Superior - Holoceno con restos también de *M. balearicus* así como una veintena de taxones de aves (SEGUÍ, 1996, 1997). Estos últimos materiales, más recientes que los primeros, son abundantes cerca de la entrada occidental de la cueva, ocupando asimismo bastantes sectores de la zona oriental de la sala principal. Los depósitos osíferos de esta localidad informan poco sobre su historia geomorfológica en relación con las oscilaciones del nivel del mar, ya que los materiales paleontológicos no se encuentran interrelacionados con

otros sedimentos o formas propios de la franja costera del karst. No obstante, el yacimiento más antiguo dentro de esta caverna, que presenta arcillas con *M. balearicus* cubiertas por 50 centímetros de coladas estalagmíticas fracturadas (TRIAS & MIR, 1977), pone de relieve la existencia de una dilatada e importante evolución vadosa de la cueva que nos ocupa, la cual se habría desarrollado a lo largo del Pleistoceno Medio. La presente localidad se encuentra de nuevo en fase de excavación y estudio por parte del IMEDEA (CSIC-UIB), labores que aportarán sin duda interesantes novedades.

En la Cova Marina des Pont se ha señalado la existencia de unas brechas con *M. balearicus* (TRIAS & MIR, 1977), atacadas en algunos puntos por la erosión marina que está procediendo a la destrucción de este fenómeno endokárstico. La edad del depósito osífero se podría situar en el Pleistoceno Superior (MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979), con lo cual la captura marina y el desmantelamiento de la cavidad debieron ocurrir bien avanzado ya dicho período o quizás en el Holoceno. La topografía de esta curiosa captura kárstico-marina puede consultarse en la Figura 65.

Finalmente la Cova de Cala Falcó (Manacor) constituye una localidad inédita, desde el punto de vista paleontológico, en la que se han conseguido muy escasos restos de *Myotragus balearicus*. Los materiales osíferos están incluidos en un bloque de brecha —localizado en el porche de acceso de la cueva— que hacia su base se halla compuesto por sedimentos de playa bastante groseros; este depósito se ha visto afectado por los mecanismos de erosión costera, los cuales participaron decisivamente en la configuración de la entrada de esta caverna kárstico-marina. El contexto geomorfológico del yacimiento fosilífero situaría su cronología tal vez en el Pleistoceno Medio o Superior, permitiendo atribuir la captura marina a algún paleonivel del mar posterior acontecido durante el Pleistoceno Superior, o incluso al máximo transgresivo postglacial.

Como ya se ha indicado antes, las informaciones paleontológicas obtenidas en las cavidades objeto de nuestra atención no han resultado

relevantes; se han reconocido siempre especies de bajo valor cronoestratigráfico, en depósitos atribuidos al Pleistoceno Superior y al Holoceno, o en algunos casos al Pleistoceno Medio. Las evidencias espeleocronológicas que aportan los restos fósiles descritos son escasas, correspondiendo a acontecimientos sedimentarios de mayor o menor trascendencia, pero de ubicación temporal no demasiado precisa.

Interpretación espeleocronológica de un importante yacimiento paleontológico: la Cova de na Barxa. Sin lugar a duda el yacimiento osífero más sobresaliente del área en estudio es la Cova de na Barxa (Capdepera), cueva remarcable por ser la localidad tipo de *Myotragus balearicus* (BATE, 1909), primera especie descrita de este bóvido endémico del Pleistoceno y Holoceno de las Gimnesias.

La cavidad consta de una sala de acceso cuya trayectoria es más bien verticalizada, la cual se encuentra comunicada de modo directo con el mar por un paso impracticable, hecho que da lugar a la presencia de un primer lago de aguas marinas. Hacia el NW un estrechamiento relativo permite alcanzar otra sala interior, de mayores dimensiones, ocupada parcialmente por un estático lago de aguas salobres. En la zona estrecha de transición entre las dos salas mencionadas es donde se localiza el yacimiento paleontológico, coincidiendo de forma aproximada con la sección D-D' de la topografía incluida en la Figura 72. Colgando del techo que se eleva por encima del lago interior —así como en sus inmediaciones nordorientales— aparecen algunos espeleotemas freáticos delimitando una alineación a +2,4 metros s.n.m., paleonivel que ha sido datado por métodos radiométricos (ver subcapítulo 6.6).

El yacimiento fue estudiado a fondo por ANDREWS *et al.* (1989), quienes diferenciaron dos depósitos osíferos independientes separados por una colada estalagmítica (colada **A-A'**), cuya datación radiométrica ha dado edades entre 119 y 195 ka B.P. (Figura 73). La fauna presente en ambos depósitos incluye *Myotragus balearicus*, *Hypnomys morpheus* y *Alytes (Baleaphryne) muletensis*, especies abundantes en el Pleistoceno Medio y

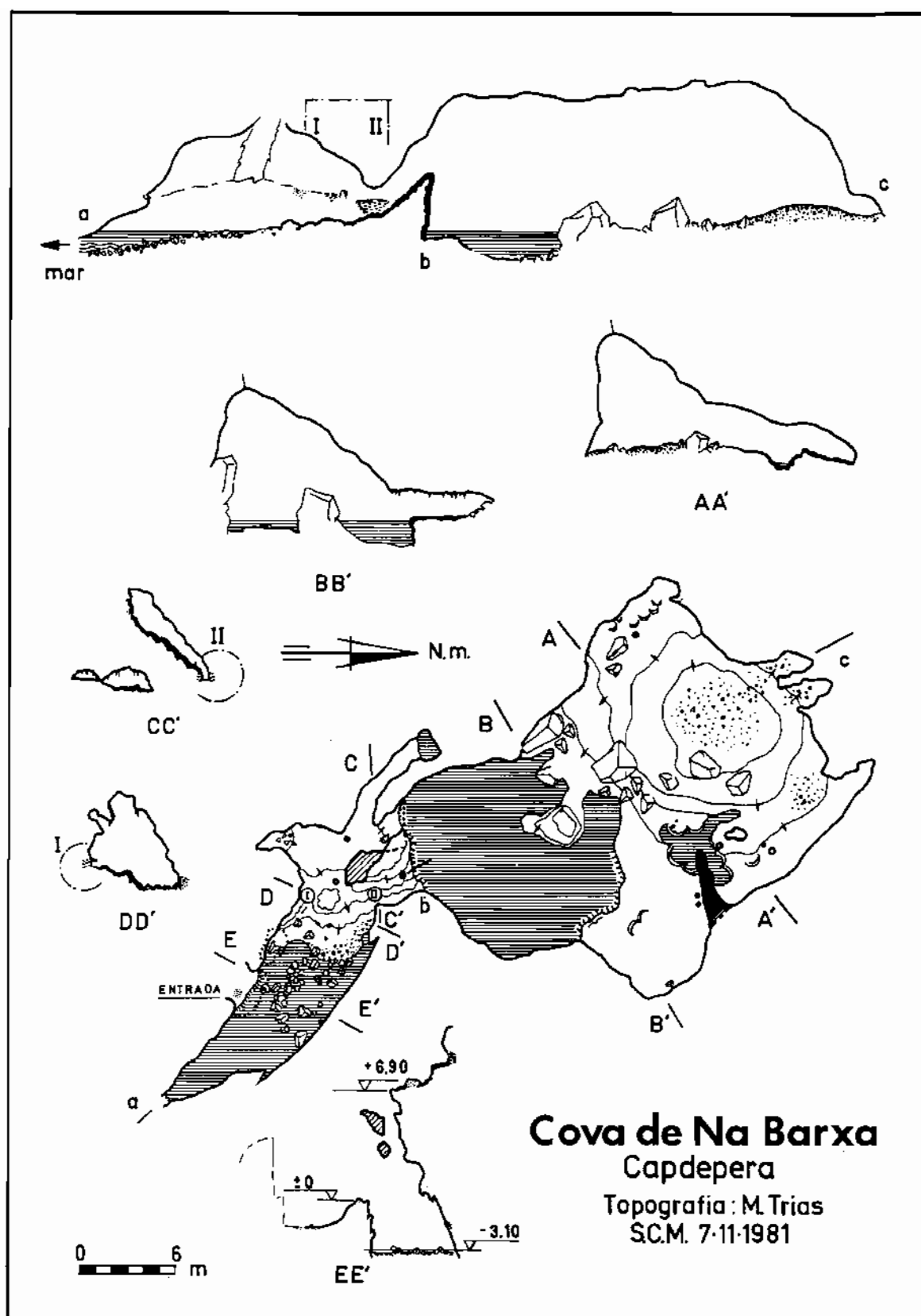


Figura 72: Topografía de la Cova de na Barxa, en el término municipal de Capdepera (según ANDREWS *et al.*, 1989).

La situación de los depósitos osíferos se corresponde aproximadamente con la sección D-D' de la topografía (ver Figura 73). Los espeleotemas freáticos, objeto de datación radiométrica, fueron recolectados en las inmediaciones septentrionales del lago que ocupa la sala mayor de la cavidad.

Superior de Mallorca pero que no aportan mayores precisiones cronológicas; el depósito osífero 1 también ha suministrado restos de *Nesiotites hidalgo*, *Rhinolophus hipposideros*, *Lacerta* sp. y aves indeterminadas. En base a las dataciones Th/U efectuadas por ANDREWS *et al.* (1989), que aparecen recogidas en la Tabla 17, la edad del primer depósito supera los 195 ka mientras que el segundo tiene una antigüedad menor de 119 ka. A su vez el segundo depósito osífero está cubierto por una nueva capa estalagmítica (colada B) datada en 7,5 ka, cifra que acota la finalización del emplazamiento de estos materiales (ver Figura 73).

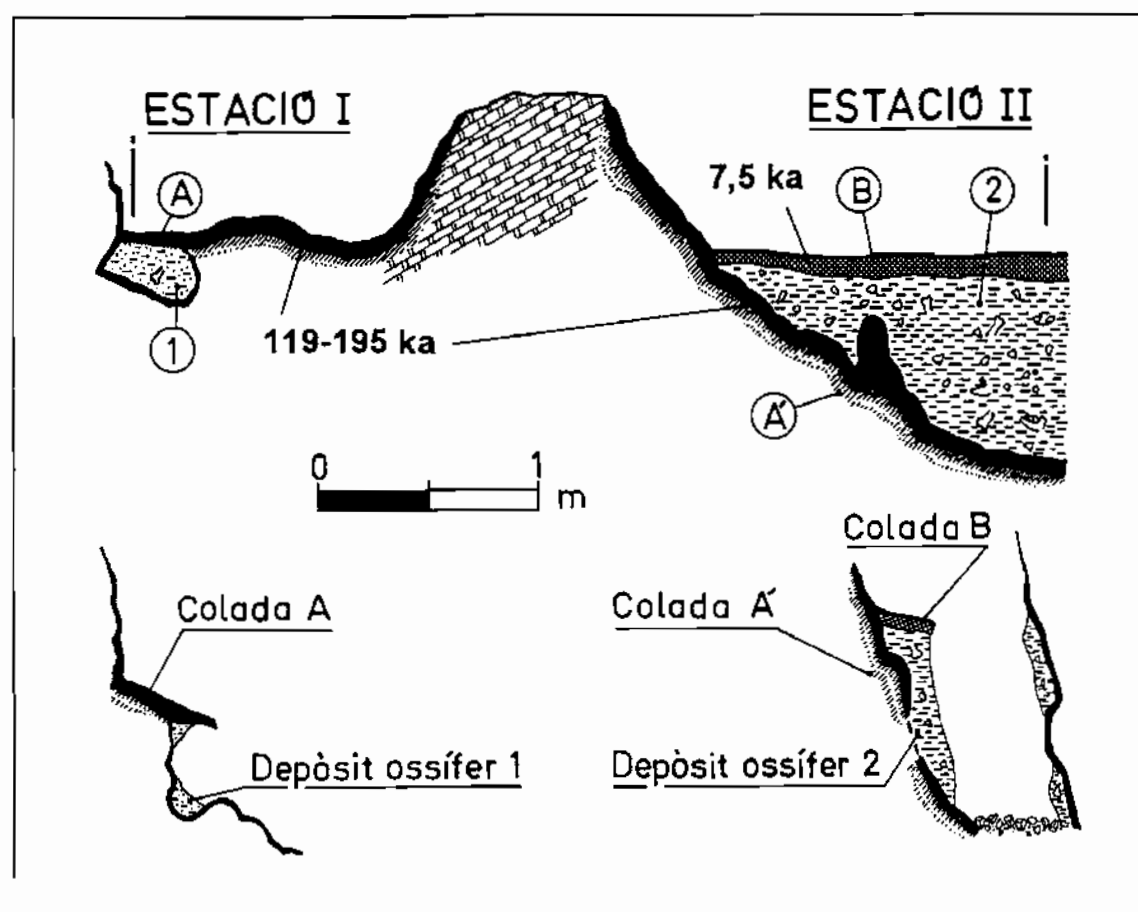


Figura 73: Perfil longitudinal del yacimiento paleontológico de la Cova de na Barxa (Capdepera), correspondiente más o menos a la sección D-D' de la topografía que se recoge en la Figura 72 (según ANDREWS *et al.*, 1989, modificado).

Queda bien patente la presencia de dos depósitos osíferos independientes, separados por la colada A-A' cuya edad ha sido calculada en 119-195 ka. En la mitad inferior de la figura se incluyen sendos perfiles transversales de ambos depósitos.

Los restos fósiles de vertebrados endémicos presentes en esta cavidad, interdigitados con espeleotemas —tanto aéreos como de origen freático—, y afectados por la interferencia de mecanismos de erosión costera, contribuyen a dibujar una complicada secuencia de acontecimientos morfo-sedimentarios que han sido sistematizados en la Tabla 16. Comenzando por las etapas más antiguas e imprecisas dentro de la evolución de la caverna, cabe suponer una fase inicial de excavación freática que generaría una red de protocavidades y conductos más o menos jerarquizados; dicha etapa tendría lugar presumiblemente a partir de los tiempos fini-miocenos, no siendo posible determinar de modo preciso su duración y concreta posición cronológica. Los vacíos creados en esta fase espeleogenética inicial experimentaron con posterioridad una considerable evolución morfológica en condiciones vadosas (caída de bloques, deposición de espeleotemas...), interferida por los sucesivos ascensos y descensos del nivel marino ocurridos en el Pleistoceno Inferior y Medio.

Llegamos ahora a una serie de eventos morfogenéticos, cuya cronología se encuentra bien acotada merced a las evidencias de distintos tipos descritas en párrafos anteriores (materiales osíferos y dataciones de coladas estalagmíticas, básicamente). Así, se tiene constancia del emplazamiento de un primer depósito paleontológico, con *Myotragus balearicus*, cuyos materiales debieron penetrar a través de una entrada de tendencia subvertical. La cronología del depósito osífero 1 corresponde al Pleistoceno Medio, finalizando la sedimentación de estos materiales en torno a los 200 ka B.P. (Figura 73); en ese momento es cuando comienza a formarse la colada estalagmítica **A-A'** —la cual fosiliza los restos óseos— prolongándose su deposición durante todo el estadio isotópico 6. Este evento climático de carácter frío implica un prolongado acontecimiento regresivo, que permite la formación de coladas estalagmíticas en cotas cercanas o inferiores al presente nivel del mar.

El pico transgresivo asociado al máximo termométrico del último interglacial (subestadio 5e) supone necesariamente el final de la deposición

de la colada **A-A'**, habida cuenta de la altimetría a la que se encuentra dicha colada (<2 metros s.n.m.). Sin embargo, esta estabilización del nivel marino correspondiente al subestadio 5e queda registrada, en esta localidad, mediante un paleonivel de espeleotemas freáticos dispuesto a +2,4 metros de altitud. Las dataciones Th/U obtenidas para algunas capas de la colada **A-A'** (ver Tabla 17) proporcionan cifras de 195 a 119 ka, que presuntamente solaparían su formación con la edad de 124,7 ka calculada para el paleonivel marino del subestadio 5e (ver subcapítulo 6.6); teniendo en consideración los errores asociados a ambas dataciones, es plausible otorgar mayor fiabilidad a la datación del espeleotema freático, ya que la colada **A-A'** por fuerza debe haberse visto anegada repetidas veces —e interrumpido por tanto su crecimiento— entre los 80-130 ka como consecuencia de las diversas pulsaciones transgresivas que configuran el último interglacial.

Tras el máximo transgresivo correspondiente al subestadio 5e, se inicia el emplazamiento del depósito osífero **2** (Figura 73), que continuará durante todo el último gran acontecimiento glacial. Este segundo depósito se verá sellado por una nueva capa estalagmítica (colada **B**), cuya cronología es con toda claridad postglacial al arrojar una edad Th/U de 7,5 ka. Con posterioridad a la fecha citada tiene lugar la captura marina de la sala sudoriental de la cueva, procediendo la erosión litoral al desmantelamiento parcial de ambos depósitos osíferos y las coladas relacionadas con ellos (ver secciones transversales incluidas en la mitad inferior de la Figura 73).

El ejemplo de reconstrucción espeleocronológica que se acaba de desarrollar ahora es muy ilustrativo de cómo los restos paleontológicos, relacionándose e intercalándose entre sedimentos químicos específicamente kársticos —espeleotemas aéreos y/o freáticos—, ofrecen unas muy grandes posibilidades cronológicas. Por otra parte, la interferencia adicional de las fluctuaciones pleisto-holocénicas del nivel marino suministra nuevas informaciones que ayudan a hilvanar, de manera coherente, la historia morfogenética de estos fenómenos kárstico-costeros. De todos modos estos

<i>acontecimiento morfo-genético</i>	<i>cronología propuesta</i>	<i>ka B.P.</i>
- captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral, y desmantelamiento parcial de los depósitos osíferos y las coladas relacionadas con ellos	postglacial	0 - 7
- deposición de la colada estalagmítica B	postglacial	7,5
⇒ - emplazamiento del depósito osífero 2	Pleistoceno Superior (estadios 2 a 5)	8 - 120
- deposición de espeleotemas freáticos (paleonivel de +2,4 metros), en correspondencia con el máximo termométrico del último interglacial	Pleistoceno Superior (subestadio 5e)	120 - 125
- formación de la colada estalagmítica A-A'	Pleistoceno Medio (estadio 6)	125 - 200
⇒ - La cueva se encuentra ya abierta al exterior, mediante una entrada subvertical. Los restos de animales caídos van conformando el depósito osífero 1	Pleistoceno Medio	200 - 500
- evolución morfológica de la cavidad en condiciones vadosas (desprendimiento de bloques, estalagmitización), interferida por sucesivos ascensos y descensos del nivel marino	Pleistoceno Medio — Pleistoceno Inferior	500 - 1500
- espeleogénesis: excavación freática de los vacíos y conductos iniciales	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 - 6000

Tabla 16: Reconstrucción espeleocronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfo-genéticos discernibles en la Cova de na Barxa (Capdepera). Las Figuras 72 y 73 recogen, respectivamente, la topografía de la cavidad y el perfil longitudinal de su yacimiento paleontológico.

Se han remarcado aquellos acontecimientos morfo-sedimentarios relacionados de manera estrecha con la interpretación crono-estratigráfica de los depósitos osíferos.

La edad indicada para los eventos anteriores al estadio isotópico 6 (*en cursiva*) es tan sólo orientativa.

estudios espeleocronológicos se benefician y requieren el apoyo de las modernas técnicas de datación absoluta, entre las cuales el método de las series de Uranio destaca como el más útil para la datación de depósitos de carbonatos en cavidades kársticas (GASCOYNE, 1984; FORD, 1997).

5.5.3. Rellenos autóctonos químicos: los espeleotemas

La particular dinámica del proceso de karstificación conlleva, además de la disolución de la roca calcárea, la eventual precipitación de carbonatos y otros minerales en el interior de los vacíos que se han ido generando en el seno de los macizos kársticos. Estos depósitos minerales secundarios propios de las cavernas son denominados genéricamente *espeleotemas* (MOORE, 1952) en la bibliografía geomorfológica internacional. Su morfología es en extremo variada al igual que sucede con su mineralogía (HILL & FORTI, 1997); aún así, los espeleotemas carbonatados son con ventaja los más abundantes en las cuevas que caracterizan los terrenos calcáreos. La génesis de los espeleotemas de calcita y/o aragonito está relacionada con la reversibilidad de la reacción química, que da cuenta del mecanismo general de la karstificación: cualquier factor físico-químico que altere el equilibrio dentro del sistema $\text{CaCO}_3 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ (por ejemplo, el intercambio de dióxido de carbono con la atmósfera de la cueva) puede ocasionar la subsaturación o la sobresaturación de las aguas subterráneas (DREYBRODT, 1988), produciéndose en este último caso la deposición de carbonatos, disueltos con anterioridad en otras partes del macizo kárstico.

Los depósitos cristalinos de las cavernas —de sobras conocidos en general, y sobre los cuales no nos detendremos ahora— se intercalan a menudo entre diferentes tipologías de sedimentos, ya sean autóctonos (bloques desprendidos de las bóvedas y paredes, arcillas, arenas o gravas depositadas por las aguas hipogeas...) o alóctonos, como podrían ser las facies cercanas a las entradas de las cavernas en las cuales suelen abundar restos osíferos de fauna cuaternaria. Esta variada gama de rellenos, tanto detríticos como químicos —los espeleotemas—, son el resultado en cada

localidad de una sucesión concreta de acontecimientos geomorfológicos y/o ambientales, que quedan convenientemente recogidos en los conjuntos sedimentarios de las cavidades kársticas (FORD, 1975; JENNINGS, 1985; MAIRE, 1980). La interpretación de las secuencias estratigráficas presentes en algunas cuevas y, como consecuencia, la reconstrucción de su historia morfogénica, se ven muy favorecidas por la potencialidad de los espeleotemas carbonatados en orden a la obtención de valiosos datos ambientales y cronológicos (FORD, 1997; GILLIESON, 1996). Siguiendo esta línea de razonamiento, se procede a continuación a glosar de manera muy general las informaciones que nos suministran estos depósitos cristalinos, tan abundantes en las cuevas del área estudiada.

Datos espeleocronológicos aportados por los espeleotemas aéreos. De hecho no se ha emprendido todavía el estudio paleoambiental de los espeleotemas aéreos, que decoran de manera exuberante las cuevas de Mallorca. No obstante, los datos espeleocronológicos sobre esta clase de depósitos, obtenidos de forma colateral a la realización de investigaciones de diversa índole, aportan algunas informaciones que resultan de interés para nuestros fines.

La evidencia cronológica más simple radica en la posibilidad de datación radiométrica de las coladas estalagmíticas, con la consiguiente ubicación en el tiempo de los materiales infra o suprayacentes a dichas coladas. Un ejemplo bastante evidente de esta situación lo constituyen los análisis, realizados mediante la técnica de las series de Uranio, de las capas estalagmíticas de la Cova de na Barxa (ver Tabla 17) cuyos resultados se han comentado en extenso algunas páginas atrás; recordaremos que la datación absoluta de algunas coladas de esta localidad ha permitido individualizar, y situar en el tiempo, dos depósitos osíferos diferentes con fauna vertebrada pleisto-holocénica (Figura 73).

Relacionado ya con las especificidades del endokarst litoral, hay que mencionar la abundancia de espeleotemas aéreos (por ejemplo estalagmitas) sumergidos de manera total o parcial en las aguas de los lagos

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	U (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	edad (ka)
Cv. de na Barxa	§ B2-82-C1 *	+ 2	320	$1,100 \pm 0,009$	—	3,3	$0,117 \pm 0,002$	$13,5 \pm 0,4$ (1)
	§ B2-82-A2 *	+ 2	300	$1,100 \pm 0,010$	—	29,5	$0,067 \pm 0,001$	$7,5 \pm 0,3$ (1)
	§ B1-82-B "	+ 2	400	$1,080 \pm 0,007$	—	2170	$0,680 \pm 0,008$	$119,0 \pm 4,5$ (1)
	§ B1-82-A "	+ 2	560	$1,050 \pm 0,007$	—	215	$0,850 \pm 0,006$	$198,0 \pm 6,5$ (1)
	§ B3-83-B "	+ 2	360	$1,130 \pm 0,012$	—	96	$0,780 \pm 0,035$	$157,0 \pm 20$ (1)
	§ B4-84-A "	+ 2	180	$1,040 \pm 0,014$	—	397	$0,790 \pm 0,043$	$165,0 \pm 28$ (1)
	§ B4-84-B "	+ 2	350	$1,130 \pm 0,010$	—	461	$0,860 \pm 0,027$	$195,0 \pm 21$ (1)
Cv. C. Varques A	Var1c	- 1	260 ± 10	$1,292 \pm 0,044$	—	—	$0,388 \pm 0,029$	$52,4 \pm 5,0$ (1)
Cv. C. Varques B	VB-0	+1,4	58 ± 2	$2,110 \pm 0,087$	$2,229 \pm 0,110$	164 ± 29	$0,289 \pm 0,019$	$36,0 \pm 2,8$ (2)
C. Bassa Blanca & #	Bass3b	+35	210 ± 10	$1,097 \pm 0,049$	—	—	$0,982 \pm 0,045$	> 255
	Bass3r	+35	244 ± 7	$1,011 \pm 0,029$	—	$5,39 \pm 0,32$	$1,205 \pm 0,052$	> 235
(1) $\pm 1 \sigma$ (2) $\pm 2 \sigma$								
§ según ANDREWS <i>et al.</i> (1989); " colada A-A' * colada B								
& según HENNIG <i>et al.</i> (1981)								
# según GINÉS & GINÉS (1993)								

Tabla 17: Resultados analíticos de las dataciones Th/U disponibles, correspondientes a espeleotemas depositados en condiciones vadosas.

salobres de muchas cuevas mallorquinas. Este hecho fue tempranamente constatado por JOLY (1929), quien relacionó la formación de estos depósitos estalagmíticos con episodios regresivos del Mediterráneo. Esta línea de investigación ha sido explotada a fondo en áreas geográficas como las Bahamas o las Bermudas, donde se han efectuado numerosas dataciones Th/U de estalagmitas y coladas situadas a profundidades de hasta -45 metros por debajo del nivel marino (GASCOYNE *et al.*, 1979; HARMON *et al.*, 1978a; LI *et al.*, 1989; SPALDING & MATHEWS, 1972). De esta forma se ha podido conocer la ubicación cronológica, y evaluar la magnitud mínima, de las regresiones ocurridas durante los últimos 300 ka, las cuales permitieron la deposición de esos espeleotemas aéreos. Este tipo de investigaciones ha contribuido de manera consistente, en conjunción a veces con datos de otras procedencias (dataciones de corales...), al establecimiento de curvas eustáticas globales más o menos detalladas para el Pleistoceno Superior y Holoceno (ALESSIO *et al.*, 1992; BUTZER, 1985; HARMON, 1980, 1985).

En el caso de Mallorca, no se ha trabajado en la datación sistemática de los espeleotemas vadosos que se encuentran hoy en día sumergidos en las cuevas costeras. Tan sólo se dispone de la edad Th/U de una estalagmita recolectada a -1 metros en la Cova de Cala Varques A, en Manacor (ver Tabla 17), la cual está provista de un espectacular sobrecrecimiento calcítico de origen freático. La cronología de la estalagmita aérea que sirve de soporte al espeleotema freático es de 52,4 ka B.P., cifra consistente con el prolongado acontecimiento regresivo ligado a la última glaciación (estadios isotópicos 2 al 4); aunque la situación temporal de esta muestra (*Var 1c*) es bien clara, la escasa profundidad a la que fue recolectada dice muy poco sobre la magnitud de la regresión durante la cual ocurrió el crecimiento de este depósito estalagmítico aéreo.

En la Tabla 17 —que ha sido citada ya en repetidas ocasiones— se han recopilado todos los datos disponibles en el ámbito de Mallorca, relativos a dataciones radiométricas de espeleotemas aéreos. Aparte de las muestras antes mencionadas de las coladas de la Cova de na Barxa (Capdepera), y de la estalagmita de la Cova de Cala Varques A, han sido datadas ahora o en anteriores campañas unas pocas estalactitas aéreas procedentes tanto de la Cova de Cala Varques B (Manacor) como de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia). Los resultados obtenidos abarcan edades comprendidas entre los 7,5 ka y los >255 ka B.P.

Las informaciones sobre estos aspectos concretos que están siendo tratados ahora resultan muy escasas, de tal modo que es posible aventurar poco acerca de episodios preferenciales de deposición de espeleotemas aéreos en nuestro entorno geográfico. Con todo, en la Figura 74 se han representado las dataciones Th/U disponibles sobre el conjunto de la isla, referenciándolas a los estadios climáticos establecidos en base al registro marino de isótopos de oxígeno (SHACKLETON & OPDYKE, 1973); como dato adicional, en ordenadas se indica la altura de la que proceden las distintas muestras. En este gráfico se aprecia una distribución preferencial de las edades calculadas que se corresponde con eventos de relativo carácter

frío (estadios isotópicos 3 y 6), mientras que son menos abundantes las dataciones de espeleotemas aéreos depositados durante períodos interglaciales. Esta distribución temporal contrasta del todo con los datos reunidos por BAKER *et al.* (1993) y HENNIG *et al.* (1983), quienes ponen de relieve diversos máximos de formación de espeleotemas vadosos (0-15 ka, 35-60 ka, y 80-130 ka) ocurridos durante eventos interglaciales o de relativo signo cálido. Conviene dejar constancia de que las tendencias observadas por los citados autores se basan sobre todo en dataciones de muestras procedentes del NW de Europa, donde las condiciones paleoclimáticas

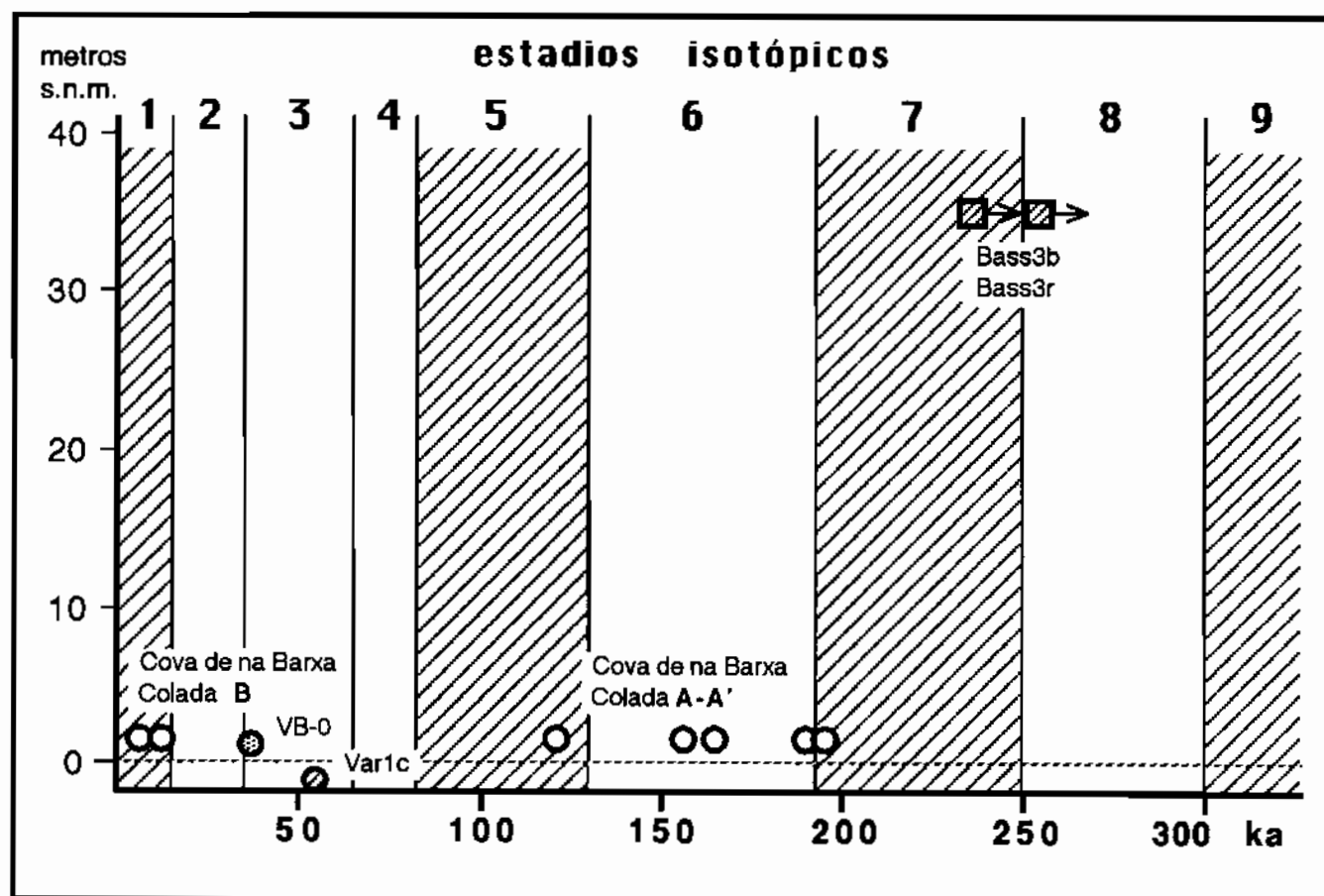


Figura 74: Dataciones Th/U disponibles de espeleotemas depositados en condiciones vadosas, referenciadas al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la altitud a la que se han recolectado las distintas muestras. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

Círculos blancos: Cova de na Barxa (Capdepera); **círculo rayado:** Cova de Cala Varques A (Manacor); **círculo punteado:** Cova de Cala Varques B (Manacor); **cuadrados rayados:** Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia).

asociadas a los mínimos termométricos del Pleistoceno serían poco propicias a la generación de espeleotemas, aunque no inhibirían su formación (KASHIWAYA *et al.*, 1991). En este sentido parece evidente que en el área mediterránea estos procesos de sedimentación química pueden haber sido bastante activos incluso en los máximos glaciales (HENNIG *et al.*, 1983), estando controlados más por el régimen de precipitaciones que por condicionantes estrictamente térmicos.

Las dataciones grafiadas en la Figura 74 confirman la existencia de importantes procesos de deposición de espeleotemas vadosos, durante diversos períodos de carácter frío correspondientes a la penúltima y última glaciación (estadios isotópicos 6 y 3). Las muestras analizadas procedentes de la Cova de sa Bassa Blanca se encuentran ya en los límites de aplicación del método Th/U, por lo que no es posible deducir datos fiables a partir de ellas. El hecho de que no haya, de momento, evidencias de una mayor frecuencia de formación de espeleotemas aéreos a lo largo de los momentos de benignidad termométrica (episodios interglaciales) queda justificado por dos razones: las escasas dataciones llevadas a cabo por ahora en nuestra isla, las cuales además se corresponden mayoritariamente con muestras recolectadas muy próximas al presente nivel marino (ver Tabla 17). Debe ser tenido en cuenta que durante los episodios de ascenso del nivel marino, asociados a eventos interglaciales, la formación de espeleotemas aéreos se vería interrumpida por debajo de la cota máxima alcanzada durante dichos picos transgresivos. Nos encontramos, pues, con que la distribución de edades recogida en la Figura 74 es posible que obedezca no ya a condicionantes climáticos —los cuales pueden en realidad existir—, sino a un factor topográfico tan simple como es la cota de la que proceden los espeleotemas analizados. Conviene insistir en un punto importante: éste es un campo prácticamente inexplorado en Mallorca, en el cual los pocos datos disponibles lo son como resultado de dataciones efectuadas de forma marginal, dentro de las tareas relacionadas con otras líneas de investigación.

Los espeleotemas freáticos. Entre los sedimentos de origen químico existentes en las cuevas litorales de Mallorca, sobresalen por su originalidad las cristalizaciones de muy diversa morfología que han sido agrupadas bajo la denominación genérica de *espeleotemas freáticos* (GINÉS *et al.*, 1981b). Se trata de depósitos carbonáticos generados en la franja superficial de las aguas freáticas, las cuales inundan las cotas inferiores de estas cuevas costeras constituyendo lagos salobres, cuya posición altimétrica está controlada por el nivel marino. Estos procesos son activos en la actualidad, estando relacionados con la estabilización postglacial del Mediterráneo correspondiente al presente ± 0 metros (POMAR *et al.*, 1979).

Pero el gran interés de los espeleotemas freáticos radica en el siguiente extremo: la historia pleistocénica del nivel marino es susceptible de haber quedado registrada mediante alineaciones de estas cristalizaciones, situadas a cotas diversas tanto por encima como por debajo de la cota actual de la superficie de las aguas marinas (GINÉS & GINÉS, 1974, 1995b; GINÉS *et al.*, 1981a; POMAR *et al.*, 1987). Un exponente simple pero ilustrativo de estos temas lo tenemos en la Cova del Dimoni, en el municipio de Manacor, cavidad de la cual se adjunta la topografía (Figura 75). Esta cueva consiste en una sala que se abre al exterior mediante una entrada terrestre, así como a través de una boca submarina que comunica el gran lago interior con el mar abierto. Con anterioridad a la apertura, por erosión litoral, de la boca subacuática —hecho que dio lugar a la existencia del actual lago de agua del todo marina— la cavidad era una forma endokárstica bastante evolucionada, en la que las aguas freáticas litorales delimitaban tranquilos y cambiantes lagos salobres, cuya superficie fluctuaba de acuerdo con las oscilaciones marinas. En la superficie de estos ambientes lacustres hipogeos tuvieron lugar procesos de deposición de carbonatos, durante al menos dos episodios de nivel marino superior al actual; concretamente, en la sección B-B' de la topografía (Figura 75) se aprecian dos alineaciones de espeleotemas freáticos, que delimitan sendas bandas de nivel a +1,3 y +2,5 metros s.n.m. La datación Th/U del paleonivel de +2,5 metros ha aportado edades de 107,9 a 119,7 ka B.P. (estadio isotópico 5). Este dato, aparte de

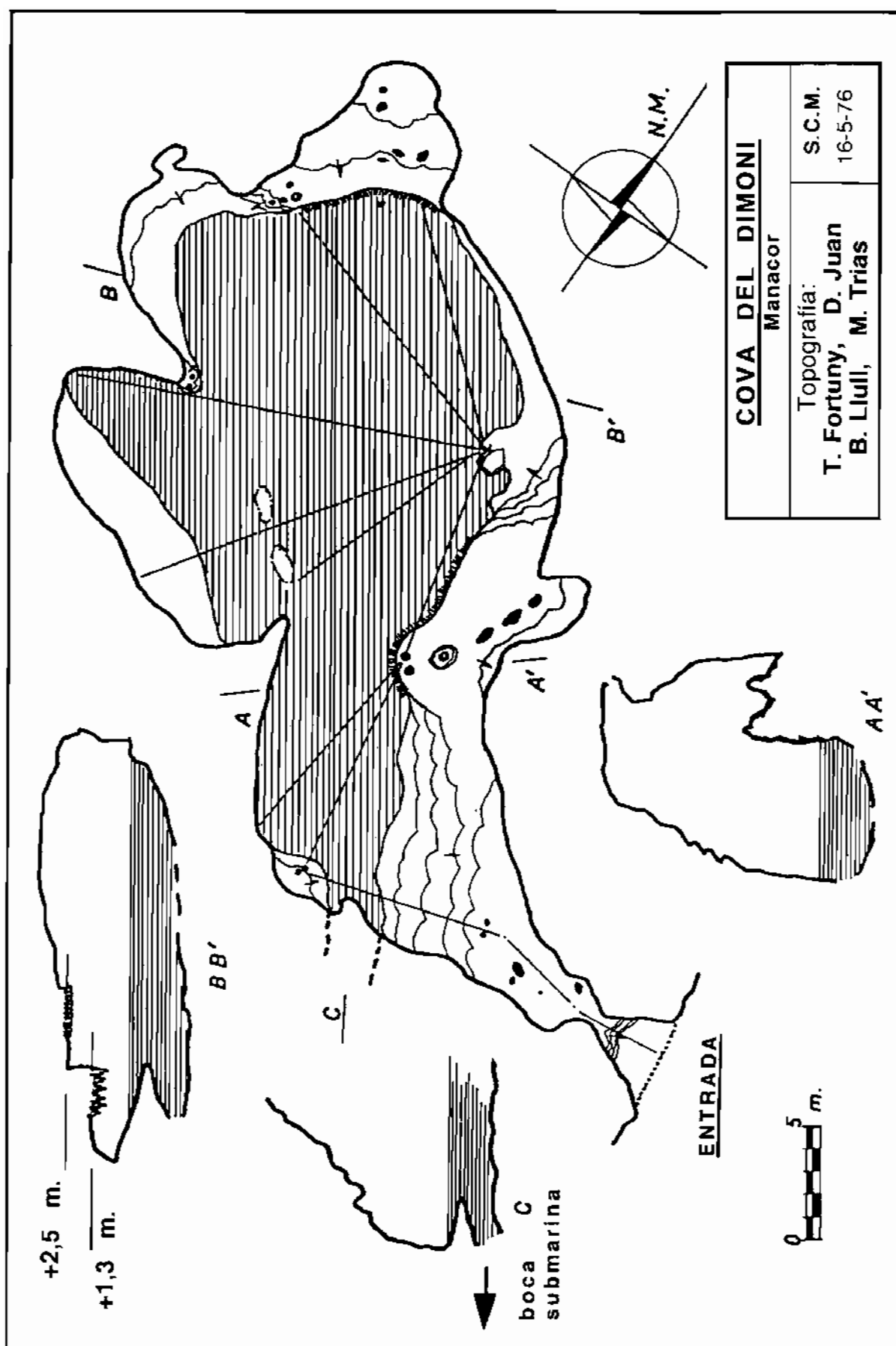


Figura 75: Topografía inédita de la Cova del Dimoni (Manacor), reproducida por cortesía de Miquel TRIAS.

En esta cueva kárstico-marina se reconocen dos paleoniveles de espeleotemas freáticos (ver sección B-B') situados a +1,3 y +2,5 metros por encima del actual nivel del mar.

registrar la magnitud del pico transgresivo correspondiente al último interglacial, permite situar en el tiempo la apertura de la boca marina de la cueva que por fuerza ha de ser posterior a dicho evento climático, o sea holocénico con toda probabilidad.

Otras localidades, como las cavernas localizadas en el Cap Vermell (Figura 76), hacen posible intuir las grandes posibilidades espeleo-cronológicas y paleoambientales de los espeleotemas freáticos. En las tres interesantes cavernas abiertas en este promontorio calcáreo, se han

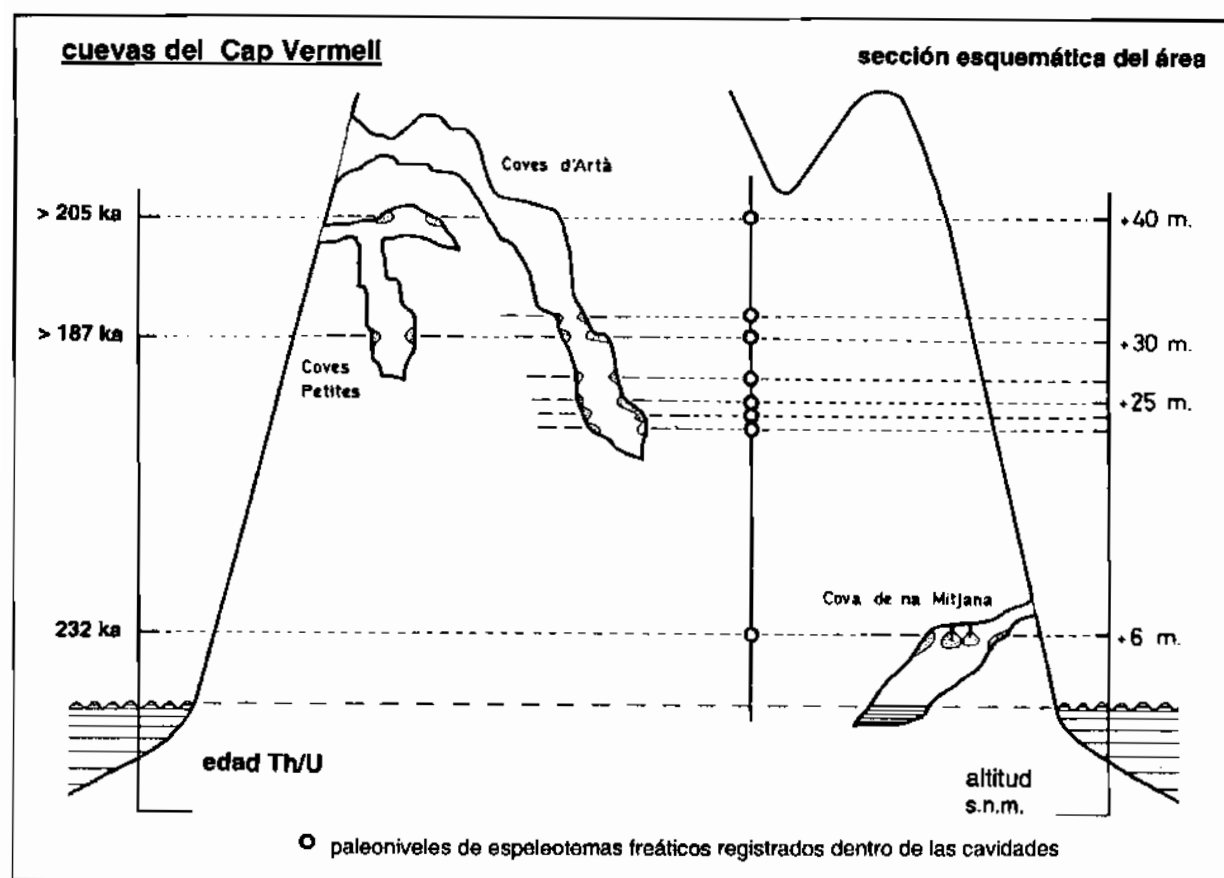


Figura 76: Alineaciones horizontales de espeleotemas freáticos existentes en las cuevas del Cap Vermell (Capdepera), representadas sobre una sección transversal con su escala vertical muy exagerada. Este tipo de depósitos autóctonos son un excelente registro de los paleoniveles del Mediterráneo, consecuencia de las fluctuaciones glacio-eustáticas que ha experimentado a lo largo del Cuaternario.

Las dataciones Th/U de la Cova de na Mitjana sugieren una edad de sus espeleotemas freáticos en torno a los 232 ka B.P. (estadio isotópico 7); las relaciones isotópicas de las muestras de las Coves Petites sólo permiten aventurar edades mínimas, pudiendo corresponder por tanto al estadio 9 o incluso eventos anteriores.

observado más de ocho paleoniveles de cristalizaciones freáticas distribuidos aproximadamente entre las cotas +6 y +46 metros s.n.m. Estas bandas horizontales de cristalizaciones, nos enseñan hasta qué punto esta clase de espeleotemas supone un registro excelente de la historia reciente del nivel marino, con unas potencialidades enormes para la investigación del Cuaternario. El análisis isotópico de muestras de estos depósitos, así como su datación radiométrica (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1993b; TUCCIMEI *et al.*, 1998), abren destacables perspectivas en cuanto al conocimiento espeleocronológico del endokarst litoral y, sobre todo, en lo que se refiere al estudio detallado de las oscilaciones pleisto-holocénicas del nivel del Mediterráneo.

Como sea que estos temas ya han sido insinuados repetidas veces en capítulos anteriores, y constituyen además el bloque temático principal de esta memoria —el cual se desarrolla más adelante—, no nos extenderemos ahora sobre la materia. Para profundizar en estas cuestiones, el interesado deberá consultar el conjunto de siguientes capítulos, que se dedican a abordar los espeleotemas freáticos y su relación con paleoniveles marinos cuaternarios.

5.6. Datos espeleocronológicos sobre el karst litoral de Mallorca: algunas aproximaciones adicionales

En los capítulos anteriores, integrantes de este gran bloque temático que ahora concluye, se ha procurado seguir una línea de razonamiento al máximo coherente, aún a sabiendas de que lo heterogéneo de sus contenidos puede otorgar a su estructura una apariencia no exenta de artificiosidad. Rememorando el argumento que se ha intentado exponer, hemos visto cómo las oscilaciones eustáticas del nivel marino condicionan la ocurrencia espacial y temporal de una amplia gama de interacciones, que acontecen entre dos sistemas morfogenéticos bien diferenciados: el karst y el modelado litoral. Estas interferencias se materializan en un variado conjunto de formas y sedimentos específicos del karst costero, cuya cronología viene controlada precisamente por la historia de las oscilaciones del mar durante el Cuaternario. La dependencia estrecha existente entre la evolución del endokarst costero y las vicisitudes del nivel marino suministra un sólido marco geocronológico, de elevado potencial para facilitar la reconstrucción fiel de la historia evolutiva de determinadas cavidades litorales. Se exponen a continuación dos ejemplos adicionales sobre estas potencialidades espeleocronológicas, dejando para el siguiente bloque temático —el cual se ocupa del estudio de los espeleotemas freáticos, y su relación con paleoniveles marinos— la demostración de hasta qué punto el interés de estas investigaciones se extiende a problemas más generales y trascendentes dentro del conocimiento de los tiempos cuaternarios.

La Cova de Cala Falcó: un caso de interferencias múltiples ligadas al último interglacial. En el fondo de la pequeña ensenada que da nombre a esta localidad, sita en el municipio de Manacor, se localiza una interesante cueva kárstico-marina de unos 150 metros de desarrollo (TRIAS & MIR, 1977). La

sucesión de salas que la integran comunica con el exterior a través de un orificio bajo de techo abierto, a +2 metros por encima del nivel del mar, en el fondo de un amplio porche de erosión marina (Figura 77).

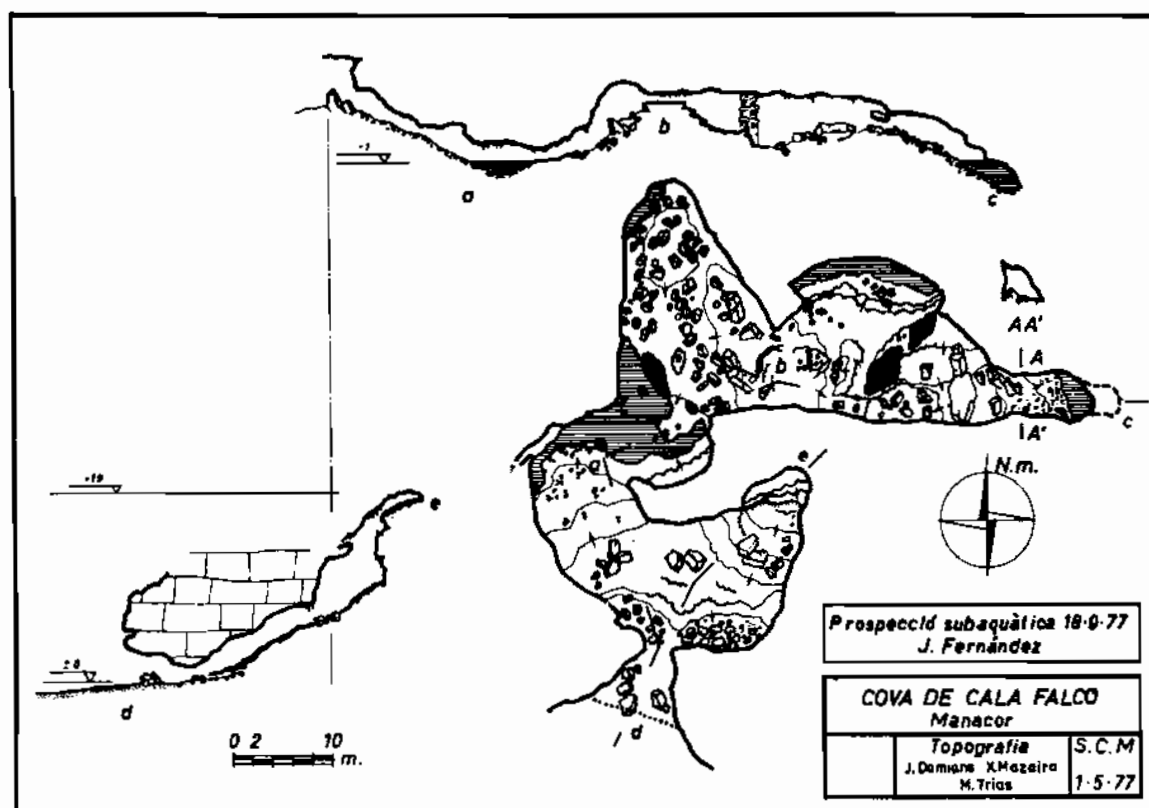


Figura 77: Topografía de la Cova de Cala Falcó, en Manacor, según TRIAS & MIR (1977).

Esta caverna exhibe diferentes formas y sedimentos, relacionados presumiblemente con la transgresión correspondiente al último interglacial. Consultar el texto para una discusión pormenorizada de dicha localidad.

El aspecto general de la cavidad coincide con los rasgos ya detallados hasta la saciedad, en las múltiples referencias que se han ido haciendo a la endokarstificación del Migjorn de Mallorca. En este sentido, su fisonomía resulta caracterizada por una trilogía morfológica de sobras descrita: importantes desprendimientos de bloques rocosos, abundancia de espeleotemas, y presencia de lagos de aguas salobres (GINÉS, 1995b; GINÉS & GINÉS, 1987a, 1992).

Concretamente, es en las inmediaciones de esos lagos hipogeos donde topamos con la primera interferencia entre las vicisitudes del nivel del

mar y la historia evolutiva de la caverna. Nos referimos a la existencia de ejemplares de espeleotemas freáticos, que registran un paleonivel transgresivo del Mediterráneo localizado a una altitud de +1,9 metros s.n.m. Adelantando acontecimientos —los cuales serán desarrollados en el capítulo pertinente—, diremos que la datación absoluta de una muestra de estos espeleotemas ha suministrado una edad de 83,9 ka B.P., cronología correspondiente al subestadio isotópico 5a que representa la pulsación cálida más reciente del último gran evento interglacial.

Aparte de los depósitos químicos citados, que han podido ser situados en el tiempo de manera unívoca gracias a las técnicas de datación isotópica, el porche de entrada a la gruta alberga diversas formas y

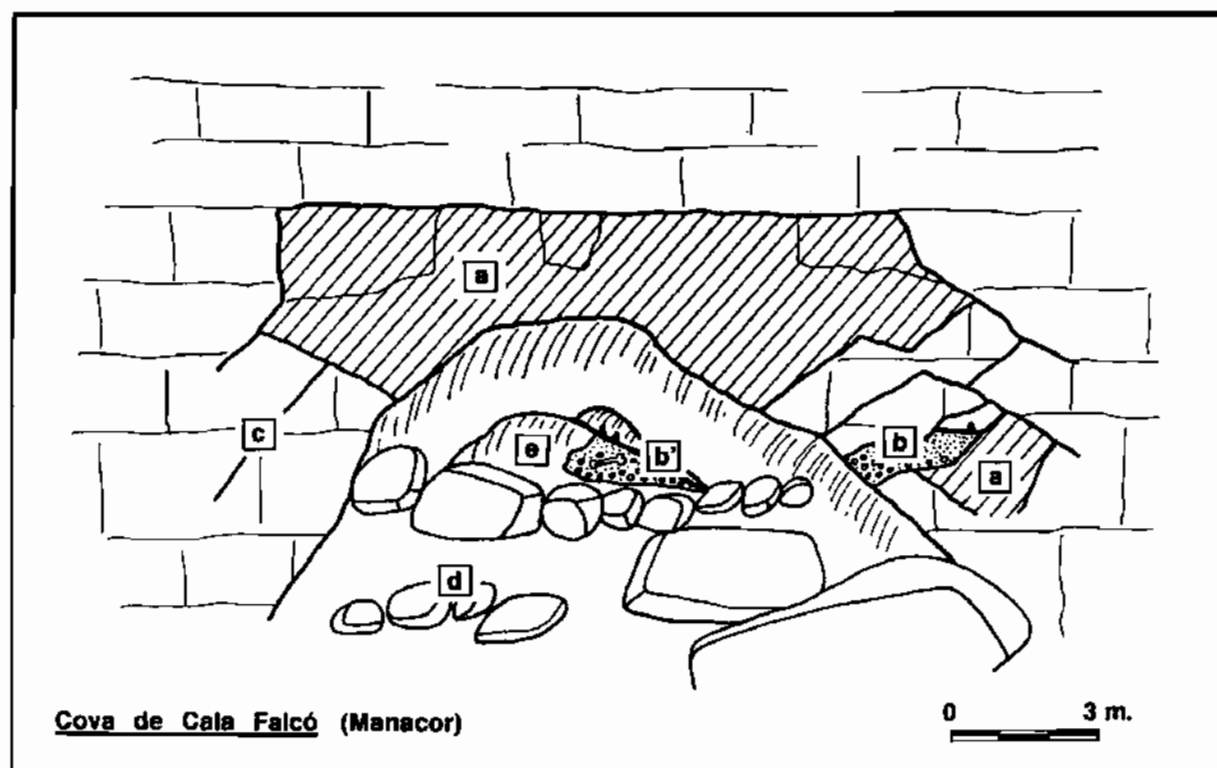


Figura 78: Aspecto del porche de entrada a una cueva kárstico-marina del litoral de Manacor. Sus morfologías y sedimentos relacionados con antiguos niveles marinos están descritos con detalle en el texto; por otra parte, la Tabla 18 contiene una reconstrucción espeleocronológica de la evolución morfogenética de esta localidad.

a: coladas estalagmíticas pavimentarias que colmataban una antigua cavidad kárstica; **b:** depósitos alóctonos de origen marino (gravas y arenas); **b':** rellenos alóctonos que incluyen asimismo restos de *Myotragus balearicus*; **c:** zonas de intensa fracturación por inestabilidad mecánica; **d:** cantos y bloques trabajados por la erosión marina; **e:** orificio de ingreso a las salas interiores.

La representación de los depósitos alóctonos (**b** y **b'**) está algo exagerada para un más fácil reconocimiento.

sedimentos fruto de las interacciones entre dinámica litoral y karstificación (Figura 78).

Comenzando por cuestiones del todo evidentes, conviene resaltar que la zona de ingreso de la Cova de Cala Falcó constituye un ejemplo paradigmático de captura marina de una cueva pre-existente. Un aspecto particular, en este caso concreto, consiste en observar cómo la erosión litoral ha desmantelado de modo preferencial el acúmulo de bloques heterométricos, que formaban el pavimento de una sala de origen kárstico; de esta manera, el techo de la balma exterior está constituido por potentes coladas estalagmíticas, que colmataban cavidades de disolución y presumiblemente recubrían un sustrato clástico hoy en día desaparecido.

La existencia de los vacíos kársticos aludidos —más o menos colmatados por rellenos autóctonos—, así como el posterior modelado de la cueva de abrasión marina, produjeron fenómenos de distensión de los materiales rocosos, que se traducen en una mayor densidad de fracturación en ambos laterales de la boca actual. En algunas de estas fracturas propiciadas por factores mecánicos se encuentran gravas y arenas groseras de origen marino (Figura 78 b), depositadas probablemente durante el evento transgresivo que produjo la captura marina. Asimismo se puede reconocer otro depósito alóctono de gravas y cantos (b'), poco rodados, justo en el orificio de acceso a las salas interiores; este relleno de origen (al menos parcialmente) marino presenta hacia arriba clastos cada vez más angulosos, habiéndose obtenido en él fragmentos óseos de *Myotragus balearicus* pero de escasa relevancia paleontológica.

La cronología de los acontecimientos, que contribuyeron a la configuración actual del sector de entrada de esta caverna, no cuenta con indicios consistentes que ayuden a su determinación. La posición altimétrica del porche de acceso abarca un rango de entre +1 y +4 metros s.n.m., valores que podrían apuntar a una edad de la captura marina —y los sedimentos alóctonos asociados— correspondiente al conjunto de transgresiones del último interglacial (estadio isotópico 5). Tal como se podrá

<i>acontecimiento morfo-genético</i>	<i>cronología propuesta</i>	ka B.P.
<ul style="list-style-type: none"> - continúan activos algunos procesos muy puntuales de estalagmitización aérea - formación de espeleotemas freáticos subactuales en los lagos más internos de la cueva 	subactual	0 - 5
<div> <div>⇒</div> <ul style="list-style-type: none"> - deposición de espeleotemas freáticos en algunos lagos hipogeos (paleonivel de +1,9 metros), en correspondencia con una pulsación transgresiva de carácter cálido </div>	Pleistoceno Superior (subestadio 5a)	84
<div> <div>⇒</div> <ul style="list-style-type: none"> - captura de la cueva kárstica por parte de la erosión litoral, con el consecuente vaciado del acúmulo de bloques subyacente a las gruesas capas estalagmíticas del porche de entrada </div>	Pleistoceno Superior (estadio 5)	80 - 135
<div> <div>⇒</div> <ul style="list-style-type: none"> - depósitos alóctonos de origen marino (arenas y gravas) son emplazados en la zona de acceso a la cavidad - estos depósitos incluyen restos paleontológicos con <i>Myotragus balearicus</i> </div>		
<ul style="list-style-type: none"> - evolución de la cavidad en condiciones vadosas (desprendimiento de bloques, estalagmitización aérea). Esta dilatada fase tiene un carácter muy discontinuo al verse interferida por las fluctuaciones del nivel marino 	Pleistoceno Medio — Pleistoceno Inferior	135 - 1500
<ul style="list-style-type: none"> - espeleogénesis: excavación freática de los vacíos y conductos iniciales 	Pleistoceno Inferior — Mioceno final	1500 - 6000

Tabla 18: Reconstrucción espeleocronológica —expuesta en orden de antigüedad creciente— de los acontecimientos morfo-genéticos discernibles en la Cova de Cala Falcó (Manacor). En la Figura 77 se recoge la topografía de esta cavema kárstico-marina.

Se han remarcado aquellos acontecimientos morfo-sedimentarios atribuidos al conjunto del último interglacial (estadio isotópico 5). La edad indicada para los eventos anteriores al estadio 5 (*en cursiva*) es meramente orientativa.

comprobar en las curvas eustáticas que se propondrán más adelante (ver subcapítulo 6.9), el nivel del Mediterráneo durante el estadio 5 no parece haber superado en Mallorca la cota de los +2,5 metros, elevación que es coherente con la altimetría de esta localidad; no obstante, tampoco es descartable la posibilidad de que el acceso marino a la Cova de Cala Falcó hubiese sido trabajado por los mecanismos de erosión costera durante alguna transgresión anterior o, con mayor probabilidad, en el máximo transgresivo Flandriense.

Con todos los datos expuestos, estamos en condiciones de sugerir una reconstrucción espeleocronológica que dé cuenta de la evolución morfogenética observable en esta localidad (Tabla 18). Los dos acontecimientos más antiguos plasmados en dicho esquema son comunes al conjunto de cavidades del Migjorn: por un lado una primera fase de espeleogénesis freática, atribuida como mínimo al Plioceno o Pleistoceno Inferior, a la que seguirá una muy importante evolución morfológica en condiciones vadosas (caída de bloques, deposición de espeleotemas) que se prolongará a lo largo del Pleistoceno Inferior y Medio. Esta transformación vadosa de los vacíos iniciales tendría lugar de manera discontinua en el tiempo, a causa de la interferencia que supone la alternancia de ascensos y descensos del nivel marino. A este respecto, los momentos regresivos propiciarán en general los desprendimientos de bloques, permitiendo a su vez la deposición de espeleotemas aéreos; mientras, las pulsaciones transgresivas inhibirían la formación de espeleotemas convencionales por debajo de determinadas cotas, favoreciéndose al mismo tiempo la disolución freática de los materiales resultantes de los procesos clásticos.

Se llega así al Pleistoceno Superior cuando, correspondiendo con el estadio isotópico 5, tiene lugar probablemente la captura de la cueva kárstica a causa del retroceso de la línea de costa, depositándose además los rellenos alóctonos presentes en las áreas adyacentes a la entrada de la cavidad. También en este gran evento climático —en concreto, en el subestadio 5a— aconteció la deposición de espeleotemas freáticos, a una altitud de +1,9 metros, en correspondencia con un pico transgresivo ligado a

un episodio de carácter cálido. En la actualidad prosiguen activos en determinados puntos de la cueva los procesos de estalagmitización aérea; asimismo, en los lagos más interiores continúa la precipitación de carbonatos freáticos en el actual rango de fluctuación de la superficie de los lagos hipogeos.

En suma, esta modesta pero curiosa caverna constituye un buen exponente de las variadas interacciones que se originan en la franja litoral de los terrenos calcáreos. La ubicación cronológica de estas interferencias corresponde de manera plausible al último gran evento interglacial, tratándose tanto de manifestaciones morfogenéticas epigeas ligadas a la evolución de la línea de costa —la captura marina y los depósitos alóctonos costeros—, como de rellenos específicos del endokarst —espeleotemas freáticos— que representan un privilegiado registro de los antiguos niveles del Mediterráneo.

Intento de reconstrucción espeleocronológica de las cavidades costeras de Mallorca: las cuevas del Cap Vermell. En las cercanías de este promontorio costero, ubicado en el término municipal de Capdepera, se conocen una serie de cavidades subterráneas de entre las cuales destacan las Coves d'Artá, una de las cuevas turísticas de la isla con mayor renombre. Aparte de ella, otras localidades como las Coves Petites, la Cova de na Mitjana o la Cova de na Barxa presentan un acentuado interés, a causa de los sedimentos y morfologías propios de la karstificación costera que exhiben estas cavernas. No se procederá ahora a la descripción e interpretación de dichas cavidades, pero recordaremos que sus respectivas topografías pueden consultarse en las Figuras 36, 41 y 72, así como aproximaciones espeleocronológicas de las dos últimas en las Tablas 11 y 16.

Las cuevas excavadas en estos relieves de rocas carbonatadas mesozoicas —pertenecientes a la unidad morfoestructural de las Serres de Llevant— muestran un variado repertorio de formas y depósitos, los cuales

están íntimamente relacionados con las fluctuaciones del Mediterráneo ocurridas durante el Cuaternario. Por estas razones, el pintoresco y complejo enclave geomorfológico constituido por el endokarst del Cap Vermell, y sus aledaños, ofrece unas muy amplias posibilidades espeleocronológicas, que ya fueron subrayadas hace algunos años (GINÉS & GINÉS, 1993a). Además del citado trabajo, referencias a aspectos concretos de la morfología y de los rellenos existentes en las localidades que nos atañen han sido publicadas en GINÉS (1973), GINÉS *et al.* (1975) y ANDREWS *et al.* (1989).

Las informaciones cronológicas suministradas por las referidas cuevas hacen posible ensayar una síntesis de su evolución morfogenética, cuya validez consideramos extrapolable en lo esencial al conjunto de las cavidades litorales del levante de la isla. Esta propuesta de reconstrucción espeleocronológica que ahora se desarrollará (Figura 79) se fundamenta en las observaciones procedentes de las cuatro cuevas citadas, aunque puede ser adaptada con tan sólo ligeros retoques a la explicación de la historia evolutiva del endokarst costero de Mallorca en general (GINÉS & GINÉS, 1986, 1987b, 1995b).

A pesar de no disponer en nuestro caso de evidencias consistentes al respecto, las fases iniciales de la espeleogénesis —ocurrida en condiciones freáticas— responsable de la formación de las cavernas que nos ocupan cabe situarlas en el Plioceno, o incluso en los tiempos fini-miocenos. Conviene recordar al respecto, que investigaciones efectuadas en importantes yacimientos paleontológicos de cuevas kársticas mallorquinas (GINÉS & FIOL, 1981; PONS-MOYÀ *et al.*, 1979) apoyan de manera sólida una edad Plioceno Inferior, cuando menos, para la excavación de algunas redes de galerías y conductos freáticos. Esta cronología mínima viene respaldada por el hecho de que ciertas cavidades de diferentes puntos de la isla —Cova de Canet, en Esporles; Cova des Fum, en Sant Llorenç des Cardassar— contienen restos de faunas endémicas de vertebrados (como, por ejemplo, *Myotragus antiquus*), cuyas formas evolutivas corresponden con claridad al Plioceno Superior o al límite Plio-Cuaternario.

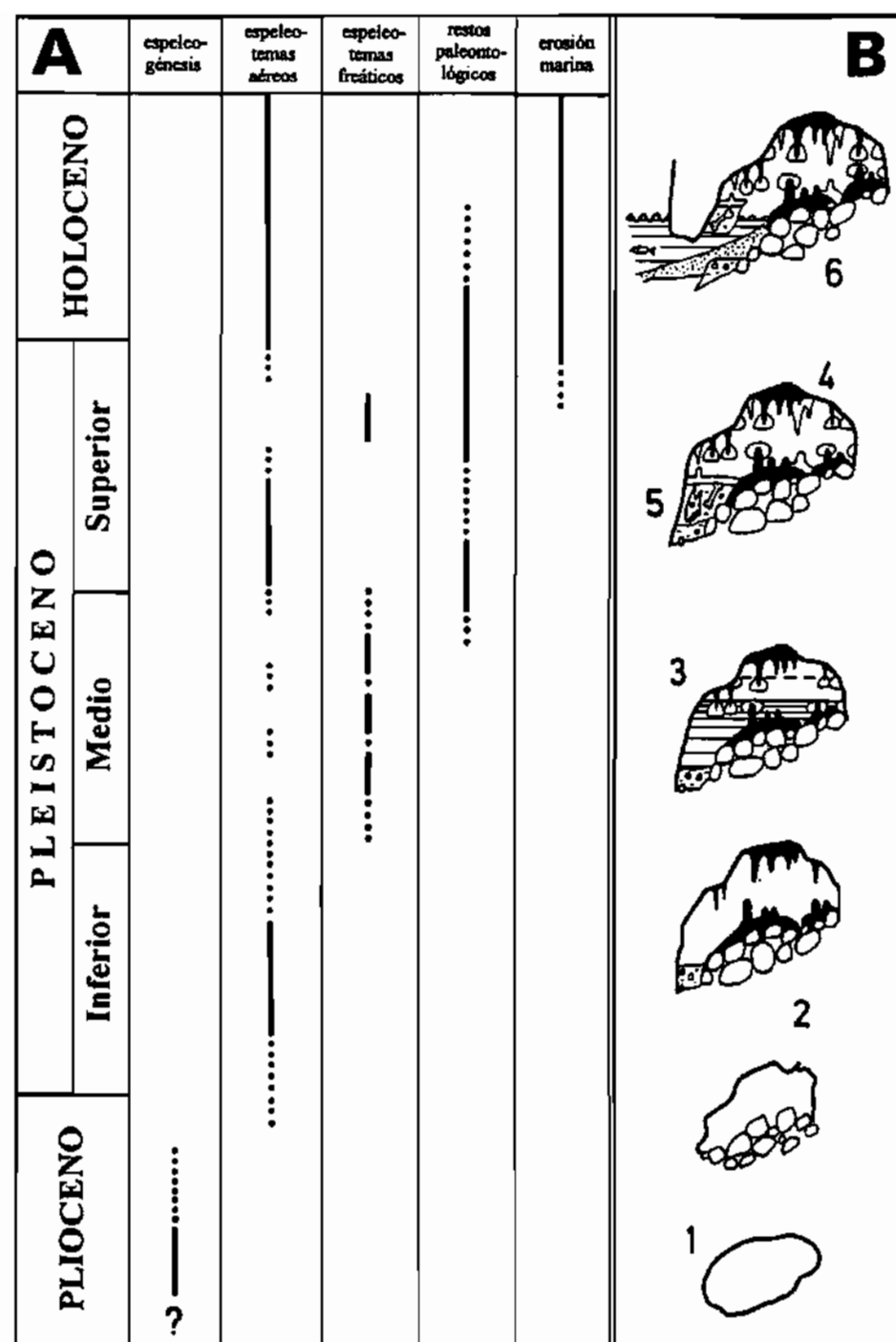


Figura 79:

A: Reconstrucción cronológica de los procesos morfogenéticos implicados en la evolución de las cuevas del Cap Vermell (Capdepera).

B: Apariencia morfológica general de las cuevas estudiadas, en los distintos momentos de su evolución. 1: excavación de una red inicial de vacíos freáticos; 2: procesos de hundimiento mecánico de paredes y bóvedas alternan con fases de estalagmitización aérea; 3: diversos episodios de formación de cristalizaciones freáticas se corresponden con paleoniveles del Mediterráneo durante el Pleistoceno Medio; 4: continúan los procesos de estalagmitización aérea, alternando con momentos de generación de cristalizaciones freáticas; 5: se acumulan restos paleontológicos de vertebrados endémicos en el interior de algunas cavernas; 6: mecanismos recientes de erosión y sedimentación marina afectan a las cavidades costeras.

Los vacíos freáticos primigenios fueron afectados con posterioridad (Plioceno Superior y Pleistoceno Inferior) por importantes mecanismos de hundimientos de bloques rocosos, que contribuyeron al desarrollo volumétrico de las cavidades iniciales. Estos procesos de reajuste mecánico de paredes y bóvedas se interdigitan con momentos de intensa precipitación de espeleotemas aéreos, que tendrán lugar de modo discontinuo durante todo el Cuaternario. Deben ser tenidas en consideración ahora las fluctuaciones experimentadas por el nivel marino, las cuales son causantes en buena medida del carácter intermitente de las pautas morfogenéticas que dominan en las cavernas costeras durante todo el Pleistoceno. En este sentido, ya se ha indicado con anterioridad cómo los episodios regresivos actúan positivamente en cuanto a favorecer los procesos clásticos generalizados y la formación de espeleotemas aéreos, mientras que las transgresiones afectan de manera negativa a ambos fenómenos y, en particular, impiden la precipitación de espeleotemas convencionales por debajo de las cotas alcanzadas por el nivel marino.

Durante el Pleistoceno Medio y Superior las pulsaciones positivas del Mediterráneo se ven registradas, en las cuevas del Cap Vermell, por medio de abundantes alineaciones de espeleotemas freáticos distribuidas entre +2,4 y +46 metros s.n.m. (ver Tabla 27). Los paleoniveles de mayor elevación son necesariamente bastante antiguos (estadio isotópico 11 o anteriores), aunque también están presentes alineaciones de espeleotemas freáticos correspondientes a transgresiones más recientes, que es factible adscribir al estadio 7 (consultar subcapítulo 6.6), o inclusive especímenes pertenecientes al óptimo climático del último interglacial (subestadio 5e). Conforme a la pautas que se derivan de lo expuesto en los párrafos precedentes, en las cuevas litorales investigadas es frecuente observar la sucesión de diversas etapas de estalagmitización aérea —asociadas a descensos del nivel marino— que alternan con diferentes episodios de formación de espeleotemas freáticos, los cuales registran estabilizaciones altas del Mediterráneo ligadas a eventos de signo cálido.

Algunas localidades como las Coves d'Artà y la Cova de na Barxa albergan restos paleontológicos con *Myotragus balearicus*, cuya edad abarca el Pleistoceno Medio y Superior (ANDREWS *et al.*, 1989; MOYÀ-SOLÀ & PONS-MOYÀ, 1979). Estos materiales óseos se han ido sumando, durante los últimos 300 ka, a las secuencias sedimentarias de las cuevas costeras aludidas, intercalándose entre depósitos estalagmíticos (ver Figura 73) e interrelacionándose con otros acontecimientos morfogénéticos controlados por la posición del nivel marino (deposición de espeleotemas freáticos, captura marina de las cavidades inmediatas a la línea de costa...).

Los fenómenos consistentes en la captura marina de formas endokársticas no están afectados por otra limitación temporal que la posición altimétrica, en cada momento, de la superficie del Mediterráneo. En el presente caso están documentadas algunas capturas de esta clase ocurridas en torno al último interglacial, si bien no puede descartarse la existencia de posibles retrabajamientos marinos postglaciales en las cuevas capturadas. Este tipo de interferencias entre litoral y karst conlleva la deposición de materiales detríticos alóctonos en las cavidades afectadas, emplazados a partir del Pleistoceno Superior ya sea mediante transporte marino o eólico.

Se llega así al Holoceno, período en el que prosiguen todavía activos en el Cap Vermell determinados procesos morfogenéticos, como son la formación de espeleotemas aéreos y la actuación de los mecanismos de erosión costera; estos últimos van acompañados de la consiguiente sedimentación alóctona de origen marino, en algunas localidades. No existen evidencias que confirmen si la deposición de espeleotemas freáticos continúa activa en nuestra área, aunque en numerosas cavernas del levante de Mallorca se ha comprobado la existencia de cristalizaciones freáticas subactuales calcíticas o de aragonito. Finalmente, y con toda lógica, la presencia de restos paleontológicos de vertebrados endémicos resulta del todo condicionada por la extinción de estas faunas en el Holoceno, como consecuencia de la llegada del hombre a nuestras islas.

A modo de recapitulación es conveniente enfatizar los aspectos siguientes, los cuales pueden hacerse extensivos a la espeleocronología del karst costero de Mallorca, considerándolo como un conjunto relativamente unitario:

- La espeleogénesis freática inicial que originó las cuevas estudiadas se remonta con bastante probabilidad al menos hasta el Plioceno, no habiéndose constatado la continuidad actual de la vigencia de esos mecanismos espeleogenéticos.
- Las cavidades tenían ya en el Pleistoceno Medio unas características morfológicas y volumétricas muy semejantes a las que presentan en la actualidad. En este sentido, durante los últimos 300 ka las cavernas han experimentado tan sólo pequeños retoques morfo-sedimentarios, controlados por las oscilaciones eustáticas del Mediterráneo.
- Estos retoques relacionados con la historia cuaternaria del nivel marino son básicamente de dos clases: por un lado, la deposición de espeleotemas freáticos y, por otra parte, la captura litoral de vacíos kársticos con los consiguientes depósitos alóctonos de origen marino. Los restos paleontológicos de vertebrados endémicos contribuyen a conseguir precisiones cronológicas, aunque no se trate de rellenos específicos del karst costero.
- Los procesos de precipitación de espeleotemas aéreos se interdigitan, a lo largo de todo el Cuaternario, con las diversas ocurrencias morfo-sedimentarias ya descritas, ofreciendo un importante potencial cronológico en base a su datación absoluta por métodos radiométricos. Este mismo potencial de datación isotópica, aplicado al estudio de los espeleotemas freáticos, se muestra de gran relevancia de cara a la investigación de la historia del nivel marino y del paleoclima en los tiempos cuaternarios.

6. ESPELEOTEMAS FREÁTICOS Y PALEONIVELES MARINOS

6.1. Las oscilaciones del nivel marino en el Cuaternario: su conocimiento en la isla de Mallorca

Tal y como es sobradamente conocido, los tiempos cuaternarios se caracterizan por una complicada sucesión de alternancias climáticas (NILSSON, 1983; ZUBAKOV & BORZENKOVA, 1990), las cuales se traducen en las consiguientes oscilaciones del nivel marino como consecuencia del balance entre aguas inmovilizadas, en forma de hielo glacial, y aguas disponibles en las cuencas oceánicas. De esta forma, se suceden episodios de nivel marino bajo correspondientes a los eventos de signo frío (glaciaciones), alternando con otros de nivel marino similar o superior al actual durante los eventos cálidos (interglaciales).

En el Mediterráneo occidental han sido bien estudiadas, ya desde finales del siglo pasado, las líneas de costa cuaternarias (HEY, 1978), circunstancia que ha quedado cumplidamente reflejada en la nomenclatura del registro cronoestratigráfico del cuaternario marino europeo. La situación geográfica de Mallorca, que emerge en la zona central de la mencionada cuenca, hace de nuestra isla un enclave privilegiado gracias a la riqueza de vestigios y depósitos asociados a líneas de costa cuaternarias (CUERDA, 1975) representadas en un área de extensión relativamente limitada.

Todas las investigaciones realizadas sobre el eustatismo pleistocénico en el área Mediterránea coinciden en una constatación común: mientras los depósitos atribuidos al Pleistoceno Inferior aparecen a elevaciones incluso superiores a los 100 metros s.n.m., los sedimentos correspondientes a líneas de costa más modernas se localizan a altitudes decrecientes a medida que nos acercamos al momento actual (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969; HEY, 1978). Aparte de deformaciones tectónicas locales, esta tendencia consistente en un aumento de altitud paralelo al incremento de edad de las líneas de costa estudiadas ha de ser relacionada con factores tectono-eustáticos, en el sentido argumentado por MÖRNER (1987). Ya se ha comentado en un capítulo anterior que dicho autor, además de los fenómenos

glacio-eustáticos ligados a alternancias climáticas —variaciones en el volumen de las aguas oceánicas—, enfatiza la trascendencia de la *tectono-eustasia* —variaciones en el volumen de las cuencas oceánicas— así como de la *eustasia geoidal* que ocasiona variaciones en la distribución de las masas oceánicas (ver Tabla 7). A modo de dato informativo referido a este último aspecto, conviene consignar que la topografía de la superficie marina presenta hasta 50 metros de desnivel entre el Mediterráneo occidental y el oriental (PIRAZZOLI, 1987), situándose su zona más deprimida alrededor del arco helénico y Creta, donde se dan procesos activos de subducción.

La rapidez y amplitud con que operan los factores responsables de la eustasia geoidal (MÖRNER, 1983), junto con la participación de cambios de signo tectono-eustático, imposibilita establecer una curva eustática válida incluso para una región limitada como es el Mediterráneo occidental. Aún teniendo en cuenta estas limitaciones, se procederá a pasar revista al conocimiento del Cuaternario marino en dicha cuenca, para luego profundizar en el registro pleistocénico y holocénico de la isla de Mallorca.

6.1.1. Las líneas de costa cuaternarias en el Mediterráneo occidental

Para intentar un esbozo cronoestratigráfico del Pleistoceno y Holoceno marino en el área que nos interesa, por motivos que seguidamente se justificarán, no podremos prescindir de referirnos a las cinco glaciaciones alpinas europeas aún a sabiendas de que la validez de estas unidades —o la precisión de su posicionamiento cronológico— es muy cuestionada en la actualidad. A este respecto hay que decir que, sobre todo en el conocimiento del Pleistoceno Inferior, se constata un cierto grado de heterogeneidad (e inclusive disparidad) terminológica y cronológica, tal como se irá viendo más adelante; de forma contrapuesta, en lo que atañe a los eventos encuadrables en el Pleistoceno Superior existe un alto grado de acuerdo acerca de la correspondencia entre pisos cronoestratigráficos y estadios isotópicos del registro marino profundo.

A pesar de lo expuesto, la referencia al esquema clásico de glaciaciones — períodos interglaciales será de utilidad para encuadrar con simplicidad la cronología de las diferentes unidades, gracias a la enorme esquematización que dicha concepción clásica comporta; por otra parte, no debe obviarse el hecho de que estas alternancias climáticas son las responsables de esta tendencia fluctuante del nivel marino, aunque la realidad sea sumamente más compleja que la cronoestratigrafía simplificada del Cuaternario marino mediterráneo que se aporta en la Tabla 19.

Son muy abundantes los trabajos publicados que tratan de los niveles marinos pleistocénicos y holocénicos en nuestra relativamente amplia área de referencia. No en vano, la cuenca mediterránea occidental es extraordinariamente rica en yacimientos del Cuaternario marino, habiendo sido en particular bien estudiados las antiguas líneas de costa del mar Tirreno (costa occidental italiana, incluyendo Sicilia y Córcega), del litoral meridional italo-francés (golfo de Génova y Costa Azul), así como de la España mediterránea (Sureste Ibérico e isla de Mallorca); en cuanto al continente africano, abundan las localidades representativas en los litorales de Marruecos, Argelia y Túnez (HEY, 1978).

Interesantes visiones de síntesis, elaboradas con enfoques diversos, que se ocupan de las oscilaciones del Mediterráneo durante los tiempos cuaternarios pueden consultarse en BONIFAY (1975), GUILCHER (1969), NILSSON (1983), PIRAZZOLI (1987) y RIBA (1981). Esta bibliografía ha sido seleccionada como herramienta básica para elaborar la cronoestratigrafía simplificada que se desarrollará a continuación, además de contrastar los datos aportados con abundantes referencias las cuales sería tedioso enumerar de forma exhaustiva. De la consulta de la abundante bibliografía disponible sobre la materia se desprenden dos hechos: por un lado la correlación clara ya mencionada entre edad y altitud de las paleolíneas de costa, siendo las playas fósiles más elevadas las de mayor antigüedad y existiendo, por tanto, una tendencia general de descenso relativo del nivel del mar Mediterráneo; por otro lado, será fácil constatar cómo acerca del Pleistoceno Inferior y Medio los datos disponibles son bastante fragmentarios

<i>Cronología (ka B.P.)</i>	<i>Series Geológicas</i>	<i>Glaciaciones alpinas europeas</i>	<i>Pisos y unidades del registro marino mediterráneo</i>	
10	HOLOCENO		VERSILIENSE (Flandriense)	
85	PLEISTOCENO SUPERIOR	WURM	NEORTOTIRRENIENSE (Monastiriense)	TIRRENIENSE
125		Riss - Würm	NEOTIRRENIENSE (Tirreniense III) EUTIRRENIENSE (Tirreniense II)	
350	PLEISTOCENO MEDIO	RISS	PALEOTIRRENIENSE (Tirreniense I)	CROTONIENSE
700		Mindel - Riss MINDEL Günz - Mindel	MILAZZIENSE (Siciliense II)	
1200	PLEISTOCENO INFERIOR	GUNZ	SICILIENSE	SELINUNTIENSE
1700		Donau - Günz DONAU	EMILIENSE (Calabriense II) SANTERNIENSE (Calabriense I)	

Tabla 19: Cronoestratigrafía del Cuaternario marino mediterráneo.

La cronología no está representada a escala.
En paréntesis se han recogido sinónimos obsoletos, o de uso no demasiado recomendable.

y en ocasiones muy dispares entre autores, aparte del embrollo terminológico existente al hacer referencia a los distintos pisos del registro pleistocénico mediterráneo.

Pleistoceno Inferior. Comenzando por las líneas de costa pertenecientes a los inicios de los tiempos pleistocénicos (ver Tabla 19) nos encontramos con los pisos marinos atribuidos al Calabriense, los cuales se hallan relacionados con

antiguas líneas de costa situadas a altitudes muy variables que en ocasiones pueden exceder de mucho el centenar de metros. Se distinguen habitualmente dos pisos diferenciados: el Santerniense (Calabriense I) con fauna marina fría, y el Emiliense (Calabriense II) cuya fauna parece indicar un clima más cálido que el actual. La cronología exacta de ambos episodios dista mucho de estar bien establecida, aunque existe acuerdo sobre su situación antes de la glaciación Günz.

El Siciliense (Selinuntiense Superior) completa el Pleistoceno Inferior con paleolíneas de costa, y depósitos marinos asociados, a altitudes de hasta 90-100 metros por encima del actual nivel del Mediterráneo. La presencia de fauna fría apunta a una posición cronológica imprecisa (800 ka?) pero situada en torno a la glaciación Günz, usando el esquema simplista de las glaciaciones alpinas; algún autor, no obstante, asocia este piso de manera más concreta al interglacial Günz-Mindel (GUILCHER, 1969). Por otra parte, otros investigadores (por ejemplo BONIFAY, 1975) emplean el término Siciliense para designar un ciclo transgresivo amplio que englobaría el Milazziense y el Paleotirreniense situándose en ese supuesto ya en el Pleistoceno Medio, denotando claramente la incierta posición cronoestratigráfica de este evento.

Pleistoceno Medio. En este período se sitúa el ciclo Crotoniense en el que, por lo general, se diferencian los pisos Milazziense y Paleotirreniense ambos ubicados cronológicamente entre las glaciaciones Mindel y Riss (Tabla 19).

Las playas fósiles relacionadas con la transgresión Milazziense se hallan en el área mediterránea occidental a altitudes en torno a los 50-60 metros, conteniendo elementos faunísticos que denotan un clima templado similar al actual. Es conveniente hacer constar que, discrepando de la interpretación más frecuente en la bibliografía consultada, CUERDA (1975) y POMAR & CUERDA (1979) al ocuparse del Milazziense de Mallorca sitúan este piso en el interglacial Günz-Mindel, denominándolo como Siciliense II. Aunque no está suficientemente contrastada, cabría suponer una

correspondencia de este evento con el estadio isotópico 11 de SHACKLETON & OPDYKE (1973); en lo que respecta al Pleistoceno Inferior no están suficientemente clarificadas las correspondencias entre el registro marino mediterráneo y los estadios climáticos del registro oceánico profundo, motivo por el cual se ha considerado preferible no aventurar nada al respecto.

El Paleotirreniense —entendido en el sentido en que lo emplean CUERDA (1975) y GUILCHER (1969)— queda posicionado con toda claridad en el interglacial Mindel-Riss, con depósitos marinos a altitudes que abarcan desde 5 a 35 metros; la fauna predominante sugiere unas condiciones térmicas similares a las actuales. Habida cuenta de la presunta cronología del Paleotirreniense (aprox. 350 ka), puede ser correlacionado con el estadio 9 del registro marino de isótopos de oxígeno. Este piso es con frecuencia mencionado como Tirreniense Inferior (BONIFAY, 1975; PIRAZZOLI, 1987) o Tirreniense I (BUTZER & CUERDA, 1962; NILSSON, 1983), nomenclatura esta última que será preferible no emplear con el fin de evitar confusiones con el Tirreniense I distinguido en el Sureste Ibérico (ZAZO & GOY, 1989).

A pesar de la clara situación cronoestratigráfica del Paleotirreniense, no faltan autores que contribuyen a sembrar un alto grado de confusión sobre la posición del mencionado piso. Así, por ejemplo FAIRBRIDGE (1961) —al igual que hace PIRAZZOLI (1987) de una manera más confusa— reserva el uso del término Tirreniense para hacer referencia al último episodio transgresivo del interglacial Mindel-Riss (se trataría por tanto del Paleotirreniense, tal como se aplica en estas páginas); mientras, las capas con *Strombus*, definitorias del auténtico Tirreniense (ZAZO, 1987), son designadas por esos autores mediante el término poco usual y no recomendable de Monastiriense, que estrictamente alude al Neortotirreniense como luego veremos. Estas discrepancias terminológicas están heredadas de investigadores (Depéret, Zeuner ...) que, durante la primera mitad de este siglo, individualizaban las líneas de costa del Pleistoceno Medio y Superior en base a criterios altimétricos y no estrictamente faunísticos (NILSSON, 1983); esos autores calificaban de Tirrenienses las playas fósiles situadas a alturas próximas a los 30 metros —pertenecientes al interglacial Mindel-Riss— y

denominaban como Monastirienses los lechos marinos depositados entre el Riss y el Würm a altitudes mucho más próximas al actual nivel marino.

Pleistoceno Superior. Esta serie abarca tanto el último interglacial (Riss-Würm) como la glaciación Würmiense, caracterizándose por la presencia de los depósitos Tirrenienses en el sentido estricto. En la actualidad existe total acuerdo sobre la aplicación del Tirreniense para designar el último interglacial, evento climático presidido por asociaciones faunísticas termófilas entre las que se incluyen especies de alto valor cronoestratigráfico como *Strombus bubonius* (BUTZER & CUERDA, 1962; CUERDA, 1975; NILSSON, 1983; PIRAZZOLI, 1987; ZAZO *et al.*, 1987).

Dentro del último interglacial se individualizan dos pisos principales: el Eutirreniense y el Neotirreniense (Tabla 19). El Eutirreniense —también designado como Tirreniense II— es un episodio transgresivo complejo que dura más de 100 ka, el cual abarca los estadios isotópicos 7 y 5. Los depósitos marinos asociados a estas líneas de costa se localizan a alturas que no suelen sobrepasar los 10-12 metros, salvo en localidades que han sufrido importantes deformaciones tectónicas recientes. Se pueden distinguir en el Eutirreniense dos principales secuencias transgresivas: los primeros depósitos se sitúan cronológicamente entre 200 y 180 ka (estadio isotópico 7) y todavía son pobres en elementos faunísticos de signo cálido; entre los 130 y 110 ka (estadio 5) se dan las playas fósiles ricas en fauna termófila que caracterizan este piso. En esta fase principal del Eutirreniense, son susceptibles de ser distinguidas diversas pulsaciones correspondientes a los subestadios 5e y 5c del registro isotópico marino (ZAZO *et al.*, 1997).

El Neotirreniense (Tirreniense III) constituye la última pulsación transgresiva del interglacial Riss-Würm; su cronología oscila en torno a los 85 ka y se caracteriza por una asociación faunística empobrecida en especies de aguas cálidas. Su correspondencia con el subestadio isotópico 5a es totalmente admitida.

Mención aparte merecen los estudios realizados sobre los niveles marinos recientes en el Sureste de la España peninsular (ZAZO *et al.*, 1987; ZAZO & GOY, 1989). Estos autores distinguen cuatro episodios con *Strombus*, a los que asignan edades en base a dataciones radiométricas (Th/U) de las conchas de los moluscos. La cronología de los episodios que se establecen y la nomenclatura empleada por los autores es la siguiente: Tirreniense I (180 ka, estadio 7); Tirreniense II (128 ka, subestadio 5e); Tirreniense III (95 ka, subestadio 5c); finalmente señalan un Tirreniense IV, de cronología dudosa, y que podría corresponder al subestadio 5a o incluso al Neortotirreniense. Ya se ha mencionado antes que preferiremos siempre no hablar de Tirreniense I, Tirreniense II, etc., para evitar confusiones entre la terminología propuesta por BUTZER & CUERDA (1962) y aquella otra de ZAZO & GOY (1989).

En algunas ocasiones la nomenclatura aplicada a los distintos episodios que conforman el Tirreniense puede diferir muchísimo con respecto a las interpretaciones más habituales, de las cuales nos hemos ocupado con anterioridad (ver por ejemplo ZUBAKOV & BORZENKOVA, 1990); extenderse sobre estas cuestiones sería prolijo ahora y significaría contribuir a enmarañar todavía más la situación terminológica de estos pisos pertenecientes al último interglacial.

La glaciación Würmiense se extiende entre los 80 y los 18 ka B.P., implicando episodios regresivos del Mediterráneo que pueden alcanzar los 100 metros por debajo del nivel marino actual. Dentro de dicha glaciación se admite la existencia de una pulsación transgresiva, correspondiente al estadio isotópico 3, que es denominada habitualmente como Neortotirreniense. Este piso se corresponde con el Monastiriense del Cuaternario marino de Túnez; si bien, como ya se ha discutido con anterioridad, en algunos trabajos (FAIRBRIDGE, 1961; GUILCHER, 1969; PIRAZZOLI, 1987) se usa desafortunadamente este término para designar al Tirreniense en el sentido estricto (Eutirreniense y Neotirreniense).

La última glaciación (Würm) presenta dos máximos glaciales, el último de ellos en torno a los 18 ka. A partir de entonces se inicia una tendencia

Edad [años]	Estadios del registro marino de isótopos de oxígeno SHACKELTON & OPDYKE, 1973	Glaciaciones alpinas	Terminología marina mediterránea	Terminología del Tirreniense mediterráneo ibérico ZAZO & GOY, 1989	Terminología nord-europea	Terminología nord-americana	Terminología marina de Mamueros occidental
0	1	Post-glacial	Versiliense (Flandriense)				Mellahien
	2						
	3				Weichselian	Wisconsinian	
	4						
100.000	5						
	6				Eemian	Sangamon	Ouljien
200.000	7						
	8				Saalian	Illinoian	
300.000	9						
	10				Holsteinian	Yarmouth	Anfatien
400.000	11				Elsterian	Kansan	

Tabla 20: Episodios climáticos y paleoniveles marinos del Pleistoceno Medio y Superior: tabla de correspondencias entre las distintas terminologías de uso habitual (entre paréntesis se incluyen sinónimos de algunos de los eventos). Los estadios del registro marino de isótopos de oxígeno que implican un nivel marino similar o superior al actual se han representado rayados.

transgresiva, que incluye diversos dientes de sierra de signo frío (por ejemplo el Younger Dryas, alrededor de los 11 ka), alcanzándose un nivel marino algo superior al actual entre los 7 y 6 ka (PIRAZZOLI, 1996). Los depósitos relacionados con este máximo transgresivo postglacial constituyen el piso Versiliense, también conocido como Flandriense.

Con el fin de intentar clarificar la posición cronoestratigráfica de los distintos pisos del Pleistoceno Medio y Superior, se ha elaborado la Tabla 20 en la que se recogen las correspondencias entre las terminologías de uso habitual para designar episodios climáticos y pisos marinos, correlacionándolas a su vez con los estadios del registro marino de isótopos de oxígeno. Este gráfico complementará la visión más general aportada con anterioridad en la Tabla 19.

6.1.2. El registro marino pleistocénico y holocénico de Mallorca

Aparte de algunas citas pioneras acerca de yacimientos marinos cuaternarios de Mallorca —efectuadas a finales del siglo pasado y comienzos del presente por autores como Hermite o Gignoux— el conocimiento sistemático del Pleistoceno marino de nuestra isla arranca en la década de los 50. En esos años, Joan Cuerda y Andreu Muntaner comienzan sus investigaciones sobre los yacimientos pleistocénicos de la bahía de Palma, las cuales se irán extendiendo de modo progresivo a otras áreas de nuestro entorno geográfico. Estas labores culminan con la visita a Mallorca de los participantes en el *V Congrès International INQUA* (COLOM *et al.*, 1957), que supondrá un fuerte espaldarazo e impulso a las tareas desarrolladas de modo encomiable y autodidacta por los referidos estudiosos locales del Cuaternario.

Entre 1959 y 1962 el geomorfológico estadounidense Karl W. Butzer efectúa diversas campañas en Mallorca —en estrecha colaboración con Joan Cuerda— que conducen al estudio de gran número de nuevos yacimientos marinos cuaternarios. Los resultados de estas investigaciones serán plasmados, entre otros, en el interesante y clásico trabajo de BUTZER &

CUERDA (1962) en el que se propone una curva eustática para el Pleistoceno Medio y Superior de la isla, basada en el estudio de plataformas de abrasión y depósitos litorales de numerosas localidades de la Mallorca meridional (entre Cala Pi y Portocolom).

El conocimiento del Pleistoceno marino fue haciéndose extensivo, en los años 60 y 70, a la totalidad de la bahía de Palma en concreto al litoral del municipio de Lluçmajor (CUERDA & SACARÉS, 1992). Al mismo tiempo, el primero de los autores citados iba dando forma a una imprescindible monografía que se ocupa con gran detenimiento del Cuaternario de las Baleares (CUERDA, 1975), sobre todo en lo concerniente a los aspectos paleontológicos y estratigráficos de los yacimientos estudiados.

Se procederá acto seguido a revisar con cierto detalle el registro marino pleistocénico y holocénico de Mallorca (ver Figura 80) sobre la base de la obra de CUERDA (1975), la cual supone un todavía vigente estado de la cuestión que lógicamente incluye tanto las numerosas aportaciones previas del propio autor, como los destacables trabajos publicados conjuntamente con K.W. Butzer (consultar la abundante bibliografía referida en la monografía citada); una visión más abreviada —pero que también puede resultar de utilidad al interesado— sobre los depósitos asociados a las líneas de costa pleistocénicas de la isla se encuentra recogida en POMAR & CUERDA (1979).

Esta visión clásica del Cuaternario marino de Mallorca se verá complementada por una aproximación más novedosa (BUTZER, 1975), de la que también nos ocuparemos, la cual ya explora la correlación del registro mallorquín con los datos aportados por el registro marino profundo. Para terminar, dedicaremos diversos apartados a documentar algunas aportaciones más o menos actuales sobre la materia, entre las que cabe destacar las dataciones radiométricas de fósiles marinos efectuadas por C.E. Stearns y D.L. Thurber (STEARNS, 1985) y, recientemente, por HILLAIRES-MARCEL *et al.* (1996), así como los estudios cronoestratigráficos basados en la racemización de aminoácidos llevados a cabo por HEARTY *et al.* (1986).

El registro clásico mallorquín: BUTZER & CUERDA (1962), CUERDA (1975).

Una observación rápida de la Figura 80 nos conduce a la siguiente constatación, materializada en el trazo discontinuo que cruza diagonalmente esta gráfica: es bien patente la tendencia al incremento en altitud de las paleolíneas de costa conforme nos remontamos a pisos del Pleistoceno Medio e Inferior. Esta tónica general ya ha sido mencionada al ocuparnos del Cuaternario marino en el Mediterráneo occidental y debe ser achacada —más que a deformaciones tectónicas locales— a una tendencia tectono-

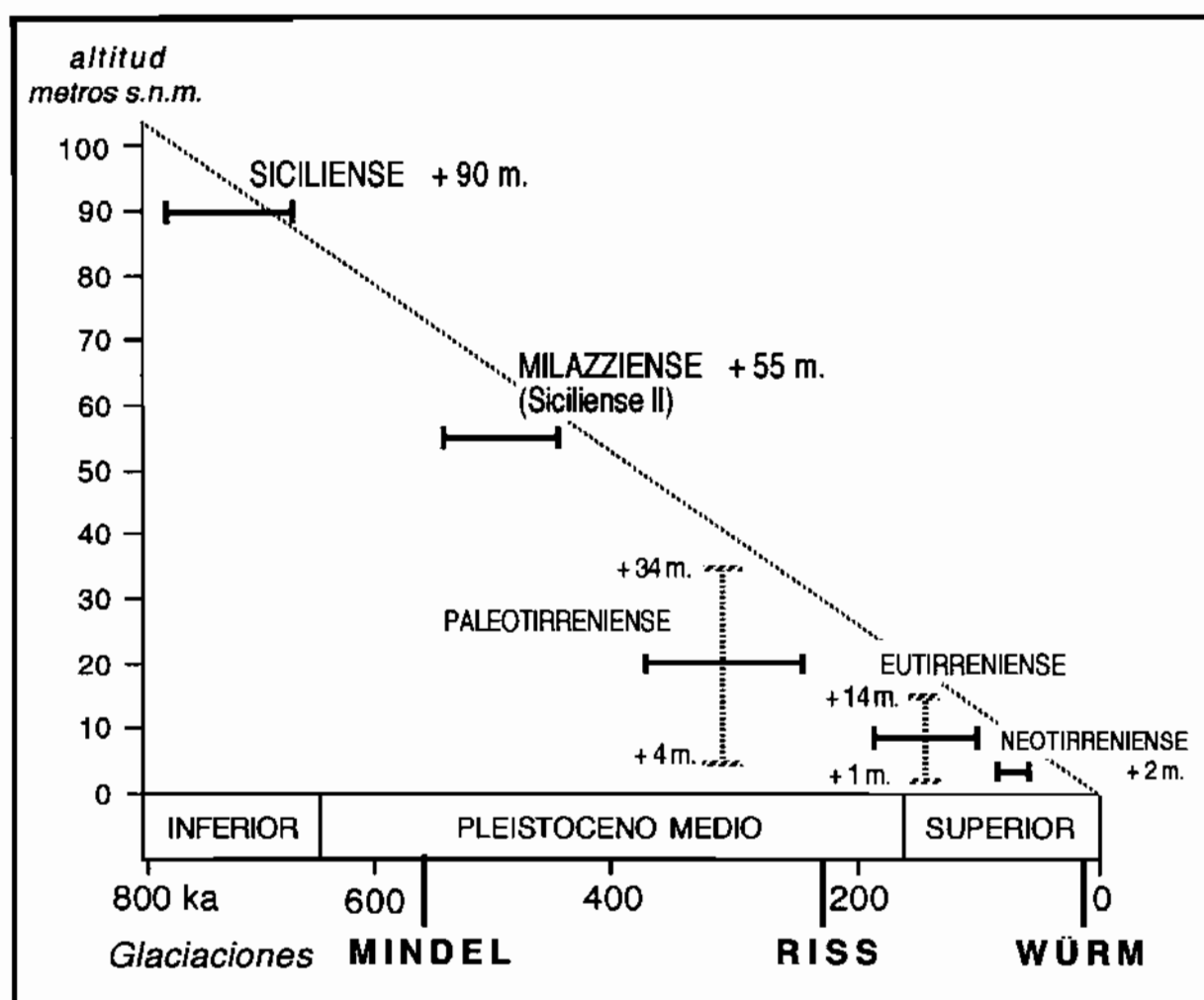


Figura 80: Pisos del Pleistoceno marino en Mallorca según CUERDA (1975), modificado.

Los segmentos horizontales indican la situación cronológica de los diferentes eventos, mientras que los segmentos verticales punteados representan las altitudes a las que se encuentran los depósitos asociados a los distintos pisos marinos.

eustática que afecta a lo largo del Pleistoceno a la totalidad de la citada cuenca.

Comenzando por el Pleistoceno Inferior, éste se encuentra representado en nuestra área geográfica por depósitos atribuidos al Emiliense o Calabriense II (ver Tabla 19), cuyo yacimiento más destacable es el del Pas des Verro (Llucmajor) situado a una altitud próxima a los 75 metros y conteniendo elementos faunísticos de gran valor estratigráfico que denotan un clima templado, como por ejemplo *Ostrea cucullata* y *Purpura plessisi*. También parecen estar relacionadas con este piso las arenas eólicas depositadas en la Cova des Frare de la isla de Cabrera (MATEU *et al.*, 1979), cavidad cuya boca se abre a una altitud de 90 metros.

Las líneas de costa adscritas al Siciliense, se localizan a alturas en torno a los 90 metros s.n.m. en forma de horizontes de cuevas de abrasión marina, también en el Pas des Verro, que interesan unos depósitos eólicos atribuidos al Emiliense. La posición cronológica de este piso es incierta, si bien la presencia de fauna fría lo podría situar en los comienzos de la glaciación Günz, si bien no faltan autores (por ejemplo GUILCHER, 1969) que lo colocan en el interglacial Günz-Mindel.

Ya en el Pleistoceno Medio, encontramos los depósitos marinos y rasas de abrasión correspondientes al Milazziense (Siciliense II), episodio que CUERDA (1975) ubica entre el Günz y el Mindel pero que en buena parte de la bibliografía aparece posicionado en el interglacial Mindel-Riss. Este piso está representado por entalladuras y cuevas de abrasión marina, entre 50 y 60 metros de altitud, en la ya citada localidad del Pas des Verro (Llucmajor), en Can Xarpa (Palma), así como en los márgenes de la zona deprimida de Campos. Su fauna viene definida por la abundancia de *Glycymeris violacescens*, también abundante en el Milazziense del Levante Ibérico y de Formentera, en depósitos marinos situados estos últimos a altitudes próximas a los 50 metros s.n.m.

El Paleotirreniense (ver Tabla 20 y Figura 80) queda claramente ubicado entre la glaciación Mindel y la Riss, correspondiéndose de forma bastante plausible con el estadio isotópico 9 (SHACKLETON & OPDYKE, 1973). Se trata de un episodio complejo en el que se distinguen hasta cinco picos ligados a pulsaciones transgresivas, que han dejado en Mallorca plataformas de erosión marina y entalladuras a altitudes decrecientes conforme disminuye su edad; éstas abarcan desde los +34 metros en los restos de playas fósiles presuntamente más antiguas hasta los +5 metros en las más recientes, reconociéndose paleolíneas de costa intermedias a altitudes de +30, +23 y +16 metros s.n.m. El yacimiento fosilífero más característico del Paleotirreniense es el de Es Bancals (Llucmajor) que exhibe dos plataformas de abrasión a +23 y +16 metros, abundando en la última de ellas *Patella ferruginea*, especie que caracteriza los depósitos del penúltimo interglacial. Restos de otras líneas de costa atribuidas al Paleotirreniense, aunque carentes de fauna marina, son reconocibles en las localidades de la Torre de s'Estalella (Llucmajor) y la Punta de sa Plana (Santanyí).

Entramos ya en el Pleistoceno Superior, cuyos depósitos iniciales se individualizan con claridad por la presencia de fauna marina termófila, con las especies denominadas senegalesas como son por ejemplo: *Cardita senegalensis*, *Conus testudinarius*, *Brachyodontes senegalensis*, *Acar plicata*, o la especie más característica del Tirreniense representada por *Strombus bubonius*. Dentro de lo que en sentido amplio se podría considerar como el interglacial Riss-Würm, se distinguen habitualmente dos pisos diferenciados: el Eutirreniense y el Neotirreniense (Figura 80).

El Eutirreniense es una unidad compleja que de hecho engloba los estadios 7 y 5 del registro isotópico marino (ver Tabla 20). CUERDA (1975) distingue cuatro picos transgresivos que han dejado depósitos con fauna termófila a altitudes entre los +14 y +1,5 metros (Figura 81). Desde el punto de vista de su cronología estos momentos iniciales del Eutirreniense se corresponderían con el estadio isotópico 7, abarcando un lapso de tiempo comprendido aproximadamente entre 170 y 200 ka B.P.; este estadio podría considerarse sinónimo del Tirreniense Ila distinguido por BUTZER & CUERDA

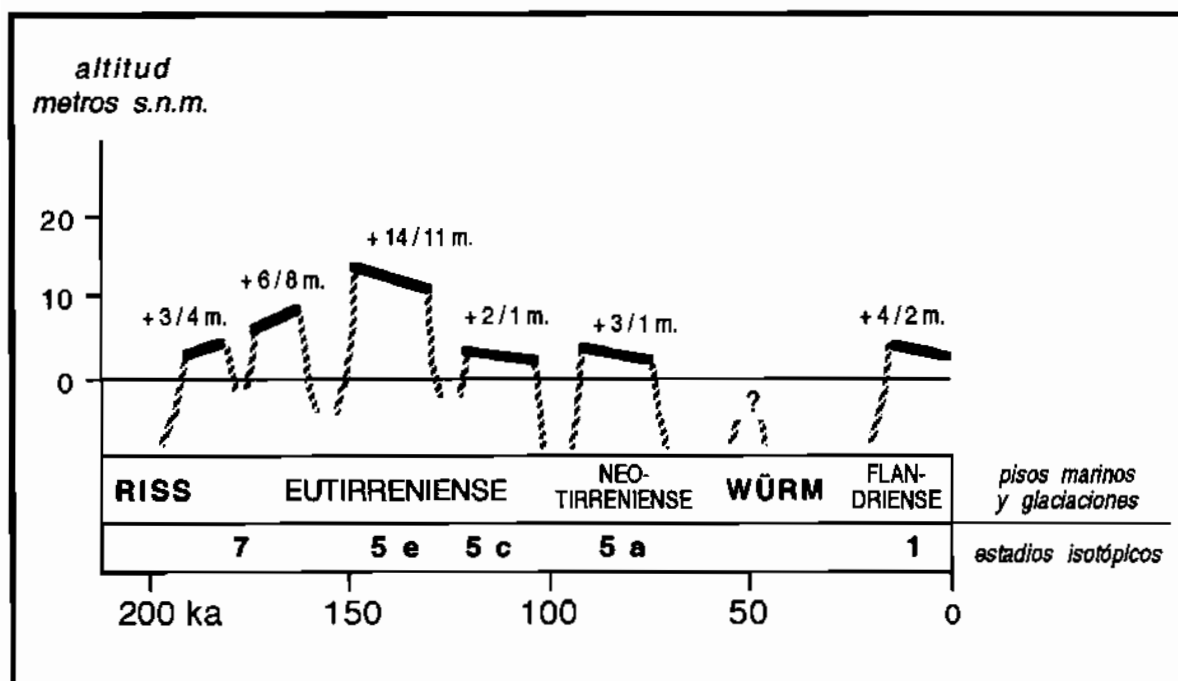


Figura 81: Los pisos marinos del Pleistoceno Superior y Holoceno de Mallorca según CUERDA (1975), modificado. Se ha incluido su correspondencia con los estadios climáticos del registro marino de isótopos de oxígeno, en base exclusivamente a criterios cronológicos.

(1962), concordando su cronología con el Tirreniense I que ZAZO *et al.* (1987) constatan en el Suereste Ibérico con una antigüedad de 180 ka. Entre los 130 y los 100 ka B.P., CUERDA (1975) distingue dos cortos episodios transgresivos (Figura 81) con rica fauna senegalesa, correlacionables con los subestadios isotópicos 5e y 5c del registro marino profundo (ZAZO *et al.*, 1997). Estos subestadios del último interglacial se sitúan en torno a los 130-120 ka y 105-95 ka respectivamente, representando estadios climáticos bien posicionados cronológicamente en lo que respecta a la historia del nivel marino a escala global (GALLUP *et al.*, 1994).

Si bien la concordancia cronológica de las distintas unidades del Eutirreniense mallorquín es aceptablemente buena en relación a los datos aportados por el registro marino profundo (ver Figura 81), las informaciones suministradas por la altimetría de los depósitos son mucho menos clarificadoras. Así, POMAR & CUERDA (1979) señalan la presencia de playas fósiles correspondientes a los inicios del Eutirreniense a altitudes próximas a

los +3 metros en la bahía de Palma (yacimiento del Campo de Tiro, por ejemplo); por otro lado, depósitos más recientes aparecen a altitudes de +7,5 metros en S'Illot (Manacor) o entre +11 y +13 en la costa de Lluçmajor (Torre de s'Estalella, Es Bancals), yacimientos estos últimos que contienen materiales a los cuales se asigna una edad de aproximadamente 130 ka, cronología que apuntaría al subestadio isotópico 5e. Finalmente las playas fósiles más modernas, atribuidas al Eutirreniense se constatan a alturas de +2,5 a +1,5 metros en localidades de la bahía de Palma (Es Carnatge, Es Molinar...), debiendo corresponder con bastante probabilidad al subestadio 5c.

Los datos que se acaban de enumerar, apuntarían a la presencia de un máximo transgresivo (+13 metros) en torno a los 130 ka, el cual se correlacionaría con el subestadio isotópico 5e. Esta posibilidad no concuerda con las recientes investigaciones de HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) —de las que más adelante nos ocuparemos— que datan depósitos del Eutirreniense procedentes del Campo de Tiro y situados a altitudes entre +3 y +2,5 metros, para los cuales obtienen edades que oscilan entre 135 y 117 ka (subestadio 5e) y 100 ka (subestadio 5c). En consecuencia, cabría valorar la posibilidad de que las altitudes reportadas por CUERDA (1975) para determinadas playas fósiles eutirrenienses de la costa de Lluçmajor, se encuentren afectadas por deformaciones tectónicas recientes, al igual que algunas otras localidades de la costa levantina de Mallorca, con alturas alrededor de +6 a +8 metros s.n.m. Queda pues bastante por esclarecer acerca de los depósitos del Eutirreniense en Mallorca, su posición cronológica precisa y la magnitud real de las oscilaciones glacio-eustáticas ligadas a los estadios isotópicos 7 y 5.

El Neotirreniense está registrado en Mallorca por abundantes depósitos marinos a elevaciones cercanas a los 2 metros s.n.m., los cuales contienen una fauna empobrecida en especies termófilas en la que todavía aparecen ejemplares de *Acar plicata* y *Brachyodontes senegalensis*. Uno de los yacimientos más típicos del Neotirreniense es el de las casas de Es Carnatge, en el que quedan bien diferenciados sus depósitos de los vecinos

yacimientos del Eutirreniense del Campo de Tiro. Habitualmente se ha situado este piso en los inicios de la última glaciación, suponiendo una breve pulsación transgresiva que precede al máximo glacial würmiense; hoy en día, este piso es correlacionable con el subestadio isotópico 5a, cuya cronología estaría en torno a los 85 ka B.P. Tras la glaciación Würm el nivel marino alcanza su máximo transgresivo postglacial hace unos 6,5 ka, constituyendo las playas fósiles adscritas al Versiliense o Flandriense situadas hasta 2 metros por encima del nivel marino actual.

Las primeras dataciones isotópicas de moluscos marinos del Pleistoceno mallorquín. Procedentes de yacimientos de Mallorca, STEARNS & THURBER (1965) llevaron a cabo una serie de dataciones isotópicas —mediante el método Th/U— de moluscos marinos pertenecientes presumiblemente al Pleistoceno Medio y Superior. Los datos obtenidos sustentaron las posteriores interpretaciones cronológicas que elaboraron CUERDA (1975) y BUTZER (1975) a las cuales ya hemos dedicado, y dedicaremos más adelante, atención detallada.

Los datos aportados en dicho trabajo fueron algunos años después cuestionados y matizados por uno de los autores (STEARNS, 1985). Este autor propone edades en las que se han efectuado correcciones del Torio, que darían para las muestras del Campo del Tiro cronologías situadas alrededor de los 200 ka y los 125 ka B.P., siendo esta última transgresión citada la que presenta una fauna senegalesa completa. Esta reinterpretación de aquellas primeras dataciones absolutas efectuadas en los años 60 vendría a debilitar los esquemas cronoestratigráficos mencionados, los cuales habían sido elaborados sobre la base de dichas investigaciones isotópicas.

La interpretación de BUTZER (1975). En un trabajo publicado con posterioridad a sus campañas en Mallorca, este investigador procedía a reinterpretar la estratigrafía pleistocénica litoral de la isla, relacionándola ya con las modernas aportaciones procedentes del registro marino profundo. Distingue este autor una sucesión de hem Ciclos transgresivos con depósitos marinos asociados —que designa con letras desde la Z (postglacial) hasta la

U (Milazziense ?)— alternándose con hem Ciclos continentales presididos por la pedogénesis y la deposición de eolianitas, hem Ciclos que son designados con letras desde la **B** (glaciación Würm) hasta la **F** (glaciación Mindel ?). En la Tabla 21 se han compilado las equivalencias entre los hem Ciclos distinguidos por BUTZER (1975), la nomenclatura del Pleistoceno marino empleada por BUTZER & CUERDA (1962) y por CUERDA (1975) y los estadios isotópicos del registro marino profundo.

<i>Cronología (ka B.P.)</i>	<i>Estadios isotópicos</i>	CUERDA (1975)	BUTZER & CUERDA (1962)	BUTZER (1975)
10	1	FLANDRIENSE	FLANDRIENSE	Z 1-3
	2	WURM		B 1-3
	3			
	4			
85	5 a	NEOTIRRENIENSE	TIRRENIENSE III	Y 3
	5 c	EUTIRRENIENSE	TIRRENIENSE IIb	Y 2
125	5 e			Y 1
	6		TIRRENIENSE IIa	C 1-2
7	X 1-2			
300	8	RISS		D 1-2
	9	PALEOTIRRENIENSE	TIRRENIENSE I	W 1-4
	10			E 1-3
400	11	SICILIENSE II ?	SICILIENSE II ?	V 1-2

Tabla 21: Correspondencias terminológicas en el Pleistoceno Medio y Superior y el Holoceno de Mallorca, incluyendo un intento de adscripción a los estadios isotópicos del registro marino profundo.

La cronología no está representada a escala.

Z, Y, W, V: hem Ciclos marinos transgresivos.

B, C, D, E: hem Ciclos regresivos continentales, con deposición de eolianitas.

Lo más remarcable de este trabajo radica en el hecho de que queda patente que el Eutirreniense es un evento complejo, el cual incluye los estadios isotópicos 7 y 5 (ver Tabla 21); en este piso son diferenciados dos agrupaciones de picos transgresivos (**X** e **Y**) separados por un episodio regresivo correspondiente al estadio 6 (hemicycle continental **C**). La Figura 82 da cuenta de la interpretación cronoestratigráfica propuesta, en la que se sitúa un primer episodio con fauna termófila entre 220 y 180 ka (hemicycle **X**, equivalente al estadio 7), al que sigue un segundo grupo de yacimientos con

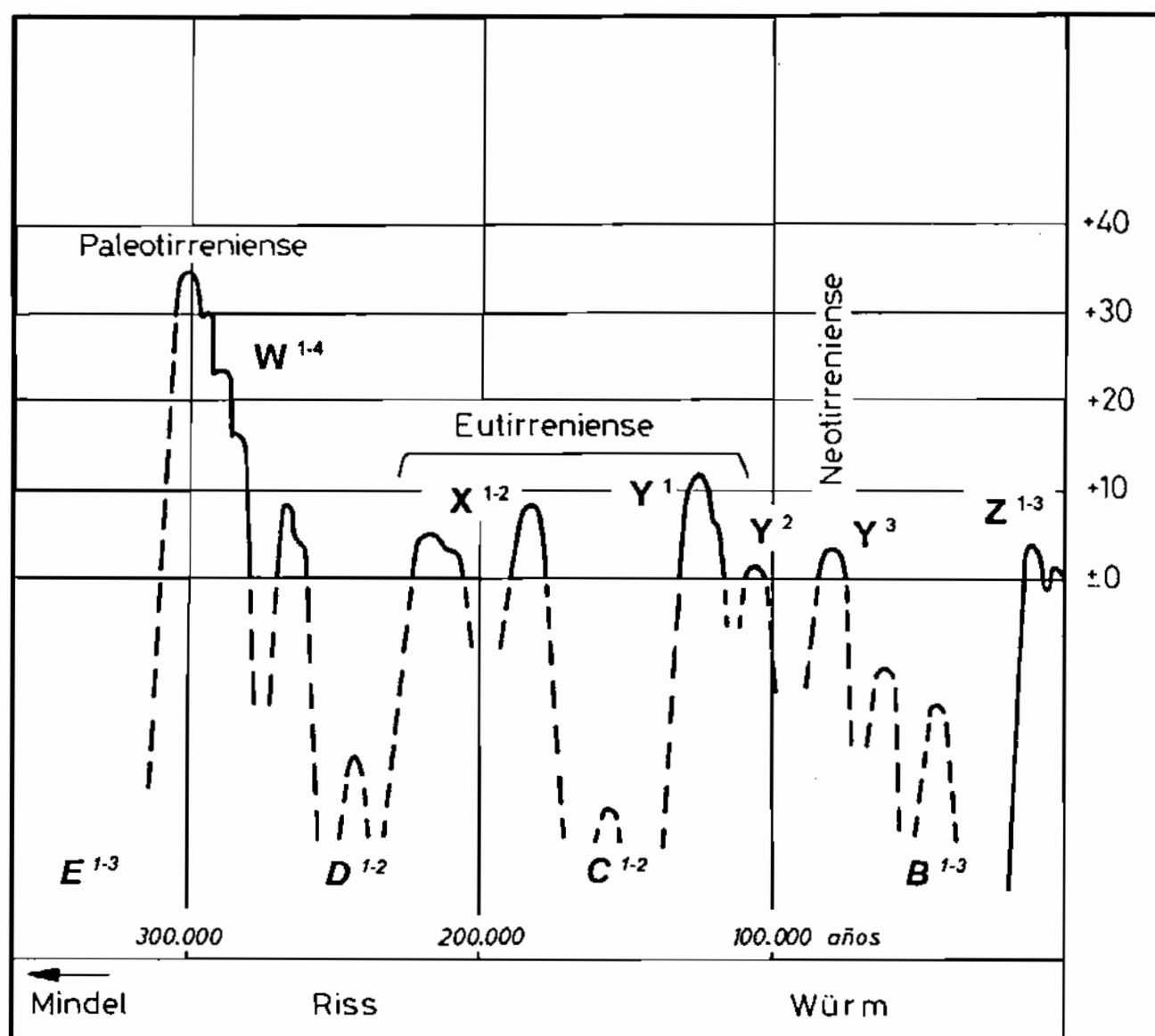


Figura 82: Ciclos sedimentarios y niveles marinos del Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca, tal como son interpretados por BUTZER (1975) modificado.

fauna senegalesa completa que abarca desde los 125 a los 105 ka (hem Ciclos marinos Y¹ e Y², equivalentes a los subestadios 5e y 5c). El Neotirreniense queda claramente representado por el pico transgresivo Y³.

Como ya se ha dicho, la cronología propuesta por BUTZER (1975) se fundamenta en las dataciones Th/U efectuadas por STEARNS & THURBER (1965). Dichas dataciones individualizan los dos grupos de edad ya citados en el Eutirreniense (220-180 ka y 125-105 ka), si bien no existe una muy buena concordancia de estos rangos de edad con las agrupaciones estratigráficas definidas por BUTZER & CUERDA (1962) como Tirreniense Ila y Tirreniense Iib; hay que añadir que, tal como se ha mencionado antes, STEARNS (1985) cuestionaba la validez de los datos cronológicos aportados por él en sus anteriores trabajos.

Las aportaciones cronológicas recientes. Algunos avances se han ido efectuando recientemente, tendentes a la determinación cronológica precisa de los depósitos marinos del Pleistoceno mallorquín. Estas investigaciones se han centrado sobre todo en la cronología del Eutirreniense (estadios climáticos 7 y 5), a causa principalmente de las limitaciones inherentes al método Th/U, cuyo límite de datación se sitúa sobre los 350 ka.

Por una parte hay que consignar las investigaciones realizadas por HEARTY *et al.* (1986) empleando las técnicas relacionadas con la racemización de aminoácidos en las conchas de moluscos; método que requiere de su calibración por medio de una técnica radiométrica de datación absoluta, por ejemplo ¹⁴C o Th/U. Los citados autores estudian moluscos procedentes de localidades de Mallorca, atribuyendo buena parte de las muestras analizadas al subestadio isotópico 5e, que se correspondería con el Eutirreniense típico (125 ka). Los datos relacionados con el yacimiento del Campo de Tiro no resultan clarificadores mediante el uso de esta técnica; mientras la interpretación faunística y estratigráfica apunta al estadio 5, los análisis de aminoácidos sitúan a los moluscos de este yacimiento en el estadio isotópico 7 (aprox. 200 ka).

Nuevas investigaciones publicadas sobre este último yacimiento (HILLAIRES-MARCEL *et al.*, 1996) vienen a precisar la estratigrafía y cronología del Eutirreniense del Campo de Tiro. En este reciente trabajo se atribuyen las muestras datadas al subestadio 5e —se trataría del Eutirreniense típico— distinguiendo dentro de él dos estabilizaciones altas del nivel marino a 135 y 117 ka, entre +3 y +2,5 metros s.n.m.; no se precisa la cronología de los depósitos Neotirreniense presentes en este yacimiento.

Finalmente, en una nota todavía más cercana en el tiempo ZAZO *et al.* (1997) ofrecen una síntesis abreviada del registro pleistocénico marino en el litoral español. Al ocuparse del último interglacial, basándose en datos procedentes de Mallorca, sitúan el subestadio 5e entre 135 y 115 ka, diferenciando las dos estabilizaciones altas antes citadas a 135 y 117 ka; al subestadio 5c le atribuyen una cronología de 95 ka, no definiéndose sobre la edad del subestadio 5a. El máximo transgresivo postglacial lo ubica a 6,5 ka B.P. En esta nota los autores parecen cuestionar la presencia en Mallorca de fauna senegalesa durante el estadio isotópico 7; si nuevos datos cronológicos fiables confirmasen este extremo, sería preciso revisar toda la interpretación cronoestratigráfica del Eutirreniense y Paleotirreniense de nuestra isla.

6.1.3. El conocimiento actual del Cuaternario marino en Mallorca

Después de la visión sobre el tema recopilada en el subcapítulo precedente, se puede concluir que el bagaje de conocimientos sobre el Cuaternario marino de nuestra isla es bastante rico, suponiendo una de las localizaciones geográficas más destacables dentro de la cuenca mediterránea occidental. Recientemente, la incorporación de los avances en dataciones radiométricas, aplicados al estudio de los pisos del Pleistoceno Medio y Superior, ha ido aportando importantes precisiones cronológicas, sobre todo en lo que respecta a la reconstrucción de la historia del nivel marino en el último interglacial.

De todos modos este avance cualitativo al que se ha hecho referencia pone en cuestión algunas de las interpretaciones previas, fundamentadas en la posición altimétrica de los vestigios geomorfológicos estudiados. A modo de ejemplo, la altimetría de los yacimientos de la costa de Llucmajor ofrece importantes anomalías bien documentadas en la monografía de CUERDA & SACARÉS (1992): en tanto que los yacimientos del Pleistoceno Inferior se encuentran aquí mucho más bajos de lo habitual en el área mediterránea (POMAR & CUERDA, 1979), los depósitos eutirrenienses típicos aparecen en dicha área a altitudes muy dispares, que van desde los +12 metros en el Cap Orenol hasta tan sólo unos pocos metros (aprox. +2 m.) en yacimientos como el de Cala Vella. Por otro lado, mientras a la fauna Eutirreniense de localidades como la recién citada del Cap Orenol (sito a una altitud de +12 m.) se le atribuye una edad próxima a los 130 ka (subestadio 5e), dataciones más modernas efectuadas en el yacimiento del Campo de Tiro por HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) documentan diversas pulsaciones transgresivas asociadas al subestadio 5e, a alturas de tan sólo +2,5/+3 metros. Queda patente de esta forma, la fuerte discrepancia altimétrica observada para depósitos presumiblemente pertenecientes al mismo estadio climático.

A partir de los datos expuestos se evidencia que la correlación de los vestigios de playas fósiles y paleolíneas de costa resulta problemática, si no se basa en sólidos criterios paleontológicos y estratigráficos apoyados por fiables dataciones radiométricas; por el contrario las correlaciones que se fundamentan de manera exclusiva en parámetros altimétricos resultan de poca fiabilidad.

Aún siendo conscientes de estas limitaciones, se ha intentado reconstruir una curva eustática para el Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca los datos disponibles de diferentes indoles (Figura 83). Para elaborar esta gráfica, se ha referido la situación cronoestratigráfica de los distintos eventos no ya al esquema simplista de glaciaciones - interglaciales, sino a la hoy en día bien aceptada sucesión de estadios climáticos del registro marino de isótopos de oxígeno (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987). Esta referencia permitirá situar de manera mucho

más unívoca los episodios transgresivos representados, siendo la que se empleará en toda la ulterior discusión relacionada con los espeleotemas freáticos mallorquines empleados como registro detallado de los paleoniveles del Mediterráneo.

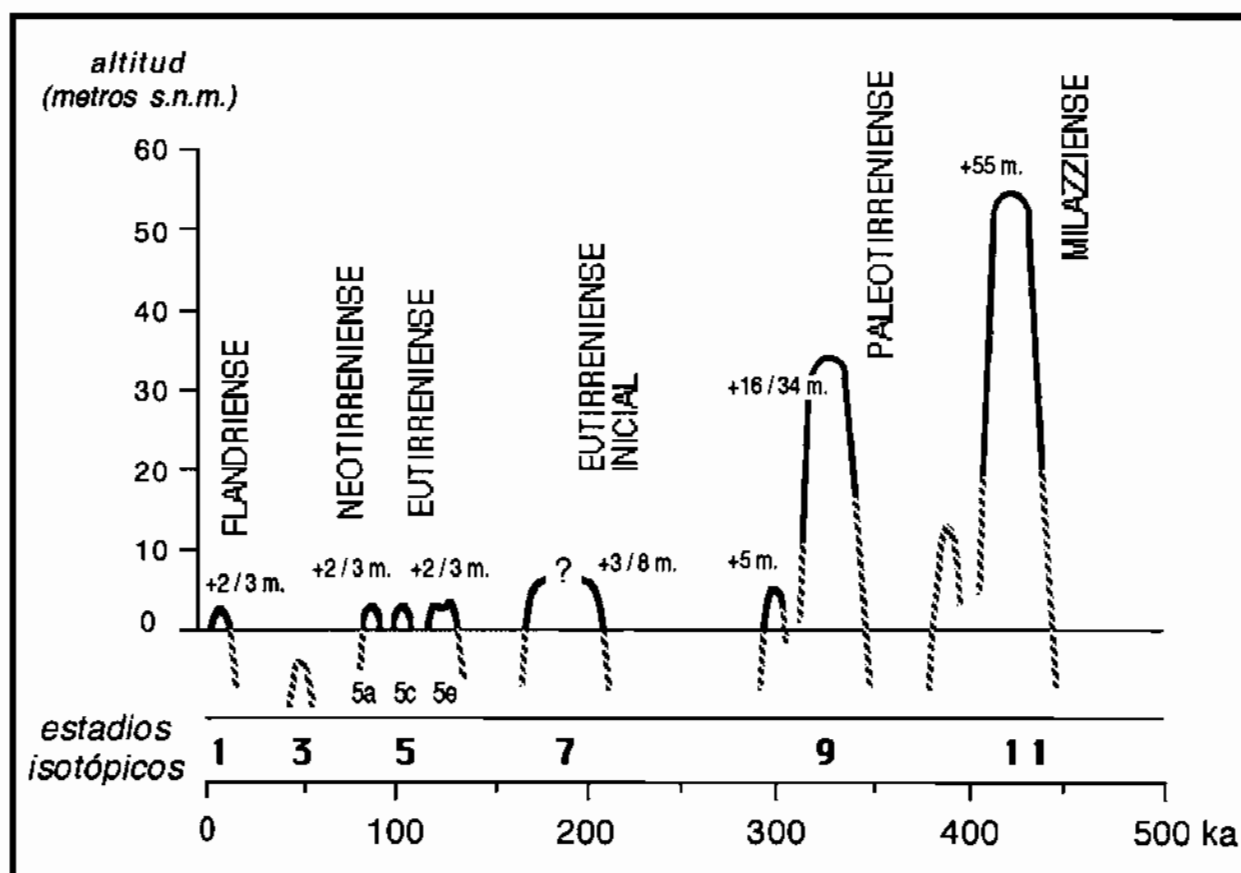


Figura 83: Curva eustática propuesta para el Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca (ver discusión y referencias en el texto).

En la mencionada Figura 83 puede observarse, comenzando desde el máximo transgresivo postglacial, cómo el último interglacial (estadio 5) se halla integrado por tres pulsaciones transgresivas de nivel algo superior al actual (entre +2 y +3 metros) correlacionables con los subestadios isotópicos 5a, 5c y 5e del registro marino profundo; no existen evidencias concluyentes sobre una posible subida del nivel marino, asociada a este evento, que alcanzase alturas por encima de las cotas mencionadas. Las cronologías usualmente propuestas por los diferentes autores para estos subestadios son respectivamente de 85 ka (subestadio 5a, que equivaldría al Neotirreniense),

95-105 ka (5c) y 115-130 ka (5e), correspondiendo este último episodio al Eutirreniense con fauna termófila completa. HILLAIRE-MARCEL *et al.* (1996) llegan a distinguir dentro del subestadio 5e, dos pulsaciones transgresivas diferentes datadas en 117 y 135 ka.

Sobre los niveles marinos pertenecientes al estadio 7, el cual todavía formaría parte del Eutirreniense en el sentido de CUERDA (1975), los datos no son todo lo precisos que sería deseable; no obstante suelen individualizarse dos picos que reflejan antiguos niveles del Mediterráneo a altitudes situadas entre +3 y +8 metros s.n.m. (BUTZER, 1975).

Más imprecisos todavía son los paleoniveles marinos atribuibles a los estadios 9 y 11, que equivaldrían tal vez al Paleotirreniense y Milazziense respectivamente. Con respecto al primero de ellos se han distinguido un mínimo de cuatro pulsaciones transgresivas, para las cuales se barajan altitudes que van desde los +5 a los +35 metros; cifras que vienen respaldadas por los paleoniveles de espeleotemas freáticos documentados en la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia), adscritos por GINÉS & GINÉS (1974) al Paleotirreniense (estadio 9). En cuanto al estadio 11, los escasos datos disponibles apuntan a alturas de sus depósitos marinos en torno a los +55 metros. En ambos casos, está por dilucidar la posible incidencia de deformaciones tectónicas recientes en la altitud de los vestigios y depósitos correspondientes a esos estadios isotópicos.

Estas a modo de conclusiones del presente capítulo, que se acaban de exponer ahora, servirán de información cronoestratigráfica de referencia con la cual se intentará correlacionar los resultados de las investigaciones radiométricas de los espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca, que se emprenden en los capítulos siguientes. Estas labores se desarrollan en el convencimiento —respaldado por contribuciones previas del autor (GINÉS & GINÉS, 1987b; 1995b)— de que estas investigaciones aportan sustanciosos datos al estudio del Cuaternario de nuestra isla.

6.2. Los espeleotemas freáticos: génesis y morfología

Como paso previo a la posterior discusión de las implicaciones cronológicas que se establecerán para los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca, es preciso sentar los conceptos básicos que nos permitan situar estos fenómenos dentro del contexto del amplio espectro de depósitos designados genéricamente como *espeleotemas*.

Este término, aunque de creación relativamente reciente (MOORE, 1952), ha gozado de una amplia aceptación en los ámbitos geomorfológicos internacionales, siendo empleado para designar el variopinto conjunto de formaciones cristalinas presentes en las cavernas. La definición correcta del término *espeleotema* sería la siguiente: *depósito mineral secundario formado en el interior de cuevas o cavidades subterráneas naturales*. De esta definición cabe resaltar dos cuestiones: por un lado el carácter secundario de estos depósitos —no serían pues espeleotemas las mineralizaciones primarias existentes en la roca que alberga una caverna—, y por otra parte su formación en el seno de una cavidad natural, excluyéndose por tanto del campo de aceptación del término las formaciones similares depositadas en otros ambientes geomorfológicos.

Una vez establecido el significado y alcance del término general, se procederá a acotar la ubicación de los espeleotemas freáticos dentro de los esquemas habituales de clasificación de los depósitos minerales de las cuevas, para luego proceder a glosar las generalidades acerca de la morfología y origen de estos particulares espeleotemas subacuáticos.

6.2.1. Los diversos intentos de clasificación de los espeleotemas

Cuando se trata de establecer clasificaciones de fenómenos geomorfológicos como los espeleotemas, se pueden ensayar dos tipos bien diferenciados de aproximaciones: las basadas en la sistematización de los aspectos que regulan la génesis de las formas analizadas, y aquellas otras que se fundamentan en el establecimiento de categorías en base a criterios exclusivamente morfológicos. En el caso de los espeleotemas, la gran variabilidad de formas observables —las cuales, por otra parte, obedecen a unos pocos mecanismos genéticos— propician un relativo éxito de las clasificaciones de carácter morfológico. Esto sucede en detrimento de las sistematizaciones de índole genética, a pesar de que éstas se muestran mucho más útiles a la hora de intentar relacionar aspectos heterogéneos, pero íntimamente ligados los unos a los otros, como son por ejemplo los controles paleoclimáticos, los ambientes deposicionales de las distintas categorías de espeleotemas, o las formas asociadas a dichos ambientes pasados y/o presentes.

Clasificaciones genéticas. Comenzando por las clasificaciones que abordan los espeleotemas desde el punto de vista de los mecanismos que los han generado, una primera distinción viene dada por la dicotomía entre los depósitos cuya morfología está controlada por la gravedad —espeleotemas *gravitomórficos*— y aquellos otros cuyo crecimiento se escapa de la directriz gravitatoria, estando controlado por diferentes procesos físico-químicos, como por ejemplo la capilaridad. Esta distinción ya fue tempranamente formulada por MOORE & HALLIDAY (1953), quienes utilizan el concepto de espeleotemas *erráticos* para aludir a los depósitos minerales de desarrollo anti-gravitatorio, relativamente abundantes en las cavidades subterráneas naturales.

Esta dicotomía, centrada en la modalidad en que tienen lugar los aportes hídricos que originan el espeleotema, es común a la mayoría de clasificaciones genéticas, presentando a lo sumo ligeras diferencias a la hora

de encuadrar las morfologías que no se corresponden de manera estricta con las categorías antes expuestas. Así, por ejemplo, SWEETING (1972) diferencia: 1) espeleotemas de goteo (*dripping water speleothems*); 2) espeleotemas de flujo (*running water speleothems*); 3) espeleotemas de percolación (*seepage water speleothems*); y 4) espeleotemas subacuáticos (*underwater speleothems*). De una manera análoga, WHITE (1976) distingue entre: 1) espeleotemas de goteo y de flujo (*dripstone and flowstone speleothems*); 2) espeleotemas erráticos (*erratic speleothems*); y 3) espeleotemas subacuáticos (*subaqueous speleothems*).

Es conveniente resaltar que en las dos sistematizaciones aludidas aparecen bien individualizados los espeleotemas *gravitomórficos*, generados por aguas de goteo o aguas fluyentes, quedando también claramente diferenciados los depósitos *erráticos* ligados a pequeños aportes de aguas de percolación; en ambas clasificaciones se incorpora una última categoría que incluye las cristalizaciones formadas en condiciones subacuáticas, como son los *gours* (*rimstone pools*, de la bibliografía en lengua inglesa). La Tabla 22 recoge una simple pero válida clasificación genética de los espeleotemas, basada en la propuesta por WHITE (1976).

Este esquema se repite en la mayoría de las obras generales que abordan el estudio del endokarst (por ejemplo, en GILLIESON, 1996), si bien se introducen pequeñas variantes sobre todo terminológicas. En este sentido, por citar tan sólo un caso, FORD & WILLIAMS (1989) se refieren a los espeleotemas erráticos denominándolos *excentric speleothems*, al tiempo que tratan separadamente las perlas de las cavernas y dedican un apartado a los *gours*, ocupándose de éstos de manera independiente con respecto al conjunto de los espeleotemas subacuáticos.

Un intento de clasificación en cierto modo original es el elaborado por XUEWEN (1988), sobre la experiencia de sus investigaciones en el karst de Guilín, en la República Popular China. Este autor establece cuatro categorías distintas de espeleotemas: 1) depósitos de aguas gravitacionales (*gravitational water deposits*); 2) depósitos de aguas no gravitacionales

Espeleotemas gravitomórficos: espeleotemas de goteo y de flujo <i>Gravitomorphic speleothems:</i> <i>dripping and flowing water speleothems</i>	<ul style="list-style-type: none"> - estalactitas / <i>stalactites</i> - estalagmitas / <i>stalagmites</i> - coladas / <i>flowstone</i> - banderas / <i>draperies</i>
Espeleotemas erráticos <i>Erratic speleothems</i>	<ul style="list-style-type: none"> - estalactitas excéntricas / <i>helictites</i> - espeleotemas coraloides <i>coralloidal speleothems</i> - espeleotemas botrioidales <i>botryoidal speleothems</i> - escudos / <i>shields</i>
Espeleotemas subacuáticos <i>Subaqueous speleothems</i> <i>Underwater speleothems</i>	<ul style="list-style-type: none"> - gours / <i>rimstone dams</i> - revestimientos subacuáticos <i>subaqueous coatings</i> - bandas de nivel / <i>shelfstone</i>

Tabla 22: Clasificación genética de los espeleotemas, basada en WHITE (1976).

Se han incluido los términos usuales en la bibliografía anglosajona.

(*nongravitational water deposits*); 3) depósitos mixtos (*synergetic deposits*); y 4) depósitos sobreimpuestos (*superimposed deposits*). Las principales originalidades de esta propuesta radican en la distinción de dos categorías novedosas: los depósitos mixtos y los depósitos sobreimpuestos. Estos últimos consisten en espeleotemas en los cuales se pueden distinguir dos estadios deposicionales completamente diferenciados; sería el caso, a modo de ejemplo, de un revestimiento subacuático afectando a una estalactita pre-existente. Por otra parte, hay que dejar constancia de que XUEWEN (1988) incluye, de manera del todo original, los espeleotemas subacuáticos dentro de la categoría de depósitos de aguas gravitacionales (*gravitational water deposits*).

Clasificaciones morfológicas. En cuanto a las sistematizaciones de los espeleotemas centradas en la morfología de estos depósitos, hay que referirse sin falta a la obra de HILL & FORTI (1986); en ella se agrupan los

espeleotemas en primer lugar según su composición química, para después describir las diferentes formas que se dan en cada mineralogía. Aunque no se incide con profundidad en la génesis de los diversos tipos de depósitos minerales de las cavernas, se enumeran cinco mecanismos hidrológicos condicionantes de la morfología de los espeleotemas de carbonatos, que de hecho son variantes en el modo en que tienen lugar los aportes hídricos: aguas de goteo, de flujo, de percolación, de condensación y, finalmente, de estancamiento (cristalizaciones subacuáticas).

En una segunda edición —ampliada y revisada— de su importante monografía HILL & FORTI (1997) optan de manera decidida por una clasificación exclusivamente morfológica, sobre la que ahora nos extenderemos. Respecto de la génesis de los espeleotemas, estos autores insisten en la existencia de mecanismos hidrológicos que controlan la morfología de los depósitos, distinguiendo —aparte de los cinco mecanismos principales antes enumerados— espeleotemas relacionados con aguas freáticas, con aerosoles, así como con aportes hídricos ascendentes (*geysermitas*). Para proceder a estructurar su clasificación, HILL & FORTI (1997) establecen unos **tipos** básicamente morfológicos, en los que distinguen **subtipos** caracterizados por diferencias en cuanto a su génesis; también distinguen **variedades** consistentes en pequeñas variantes morfológicas producidas por divergencias en la actuación de alguno de los mecanismos genéticos implicados (modalidades del flujo, factores cristalográficos...).

Sin restar valor ni cuestionar la importancia de la monografía de la que estamos tratando, hay que decir que una clasificación de los espeleotemas en base a criterios morfológicos, no se nos muestra demasiado útil de cara al desarrollo de la línea de razonamiento que se pretende seguir. En este sentido, la relativa gran variedad de formas con las que se presentan los espeleotemas freáticos mallorquines puede adscribirse hasta a ocho diferentes tipos y subtipos de espeleotemas, según la clasificación de HILL & FORTI (1997); para clarificar estas cuestiones, en la Tabla 23 se recoge (en negrita) el abanico de tipos y subtipos morfológicos

en los cuales pueden ser encuadrados las cristalizaciones freáticas que serán objeto de nuestra atención.

Tipos	Subtipos o Variedades
<i>Coatings</i> revestimientos	<i>subaqueous Coatings</i> revestimientos subacuáticos
<i>Coralloids</i> espeleotemas coraloideos	<i>subaqueous Coralloids</i> espeleotemas coraloideos subacuáticos
<i>cave Rafts</i> láminas flotantes	
<i>cave Rafts</i>	<i>cave Cones / cave Towers</i> estalagmitas cónicas subacuáticas
<i>Shelfstone</i> bandas de nivel, repisas	
<i>Spar</i> espato	<i>subaqueous Spar</i> revestimiento espático subacuático
<i>Stalactites</i> estalactitas	<i>War-club stalactite / pendulite</i> estalactita con revestimiento subacuático globular
<i>cave Trays</i> "patas de elefante"	

Tabla 23: Tipos y subtipos de espeleotemas según la clasificación de HILL & FORTI (1997), en los que pueden ser encuadradas las diferentes tipologías de espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca; la gran variedad de sus formas pone de manifiesto la escasa utilidad —para nuestros fines— de las clasificaciones de espeleotemas elaboradas bajo criterios básicamente morfológicos.
Se incluyen términos equivalentes o traducciones al castellano de la nomenclatura usada por los autores de esta importante monografía.

Abundando más en este tema será interesante resaltar a guisa de ejemplo que, siguiendo esta clasificación, dos espeleotemas subacuáticos vecinos depositados simultáneamente en relación con la interfase agua-aire de un lago subterráneo, pertenecerían a tipos distintos según si el sobrecrecimiento subacuático se desarrolla sobre una estalactita (se trataría

de una *war-club stalactite*) o sobre una estalagmita o la pared de la caverna (sería entonces un espeleotema perteneciente al tipo *shelfstone*).

Los espeleotemas subacuáticos. Un rasgo común a la mayoría de clasificaciones, tanto genéticas como morfológicas (consultar Tablas 22 y 23) revisadas en los párrafos anteriores, es la constatación de que existe un amplio y variado grupo de espeleotemas cuya génesis tiene lugar en condiciones subacuáticas: es decir, en el interior o en la superficie de acumulaciones más o menos grandes y más o menos estables de aguas subterráneas. En esta gran categoría de espeleotemas subacuáticos (*subaqueous speleothems* o *underwater speleothems*) entrarían los revestimientos subacuáticos (*coatings, pool deposits*), los gours (*rimstone dams*), las láminas flotantes (*cave rafts*), y las repisas o bandas de nivel asociadas a la interfase agua-aire (*shelfstone*).

Los autores consultados tienden mayoritariamente a relacionar los depósitos subacuáticos con acumulaciones hídricas situadas en la zona vadosa del karst (serían de esta clase los *pool deposits* y *rimstone dams* de la bibliografía anglosajona), o a lo sumo se hace referencia a las cristalizaciones subacuáticas (*subaqueous coatings, subaqueous coralloids...*) sin precisar la caracterización del ambiente hidrogeológico en el que se han originado estos espeleotemas. No obstante hay que dejar constancia de que HILL & FORTI (1997) ya citan la deposición por aguas freáticas, al enumerar los mecanismos hidrológicos que controlan el origen y morfología de los espeleotemas de carbonatos.

Solventar esta habitual falta de definición respecto a la ubicación de los espeleotemas subacuáticos dentro de la zonación hidrológica del karst, resulta crucial con vistas a la posibilidad de relacionar algunos de estos tipos de depósitos cristalinos con condicionantes geomorfológicos regionales y/o globales. En este contexto hay que aludir, finalmente, a la reciente clasificación de los espeleotemas mallorquines propuesta por GINÉS (1995a); en dicho trabajo, aparte de las categorías clásicas relacionadas con aportes de goteo, de percolación, de aguas fluyentes, así como las

cristalizaciones subacuáticas convencionales, se dedica un apartado a la descripción de los espeleotemas freáticos costeros de las cuevas mallorquinas. Este hecho representa una clara mejora cualitativa en cuanto a la sistematización de los depósitos subacuáticos de carbonatos, y a la interpretación de su alcance geomorfológico y cronológico.

6.2.2. El concepto de espeleotema freático

Siguiendo el hilo que se ha comenzado a devanar en el apartado precedente, nos interesa ahora encuadrar los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca dentro de las clasificaciones al uso de los depósitos minerales de las cavernas, para proceder acto seguido a enunciar una definición del contenido con el que emplearemos en este trabajo el término *espeleotema freático*.

Ya hemos visto cómo la práctica totalidad de las sistematizaciones existentes acerca de los espeleotemas, su morfología y su origen, tienen en cuenta como factor definitorio la modalidad del aporte hídrico que ha dado lugar a estas formaciones. De esta manera, queda siempre bien individualizada una categoría de espeleotemas cuya génesis tiene lugar en condiciones subacuáticas, abarcando una gama heterogénea de morfologías que incluye desde variados recubrimientos cristalinos originados por aguas estáticas hasta llegar a los gours, relacionados con ambientes acuáticos de mayor dinamismo.

Es preciso, sin embargo, para nuestros fines separar los espeleotemas subacuáticos en dos categorías inferiores (Tabla 24), relacionadas con el contexto hidrogeológico en que se inscribe la formación de estos depósitos. Así, diferenciaremos entre las cristalizaciones subacuáticas depositadas en la zona vadosa de un macizo kárstico (por ejemplo los gours) y aquellas otras cuya deposición tiene o ha tenido lugar en medios subacuáticos que forman parte de la zona saturada del karst: serían los *espeleotemas freáticos* propiamente dichos.

Dentro de los espeleotemas freáticos, aún se puede establecer una segunda dicotomía, segregándolos en dos grupos según sea el carácter del nivel de base que controla la posición y funcionamiento de la zona freática. Distinguiremos, pues, entre unos espeleotemas freáticos relacionados con niveles de base continentales (sistemas fluviales, lagos, etc.), y otros depositados en zonas freáticas litorales directamente controladas por el mar que actúa como nivel de base (Tabla 24). Los espeleotemas freáticos que se estudiarán en las cuevas del Levante de Mallorca pertenecen a esta última clase, pudiéndose reconocer tanto cristalizaciones subactuales —controladas por el actual nivel marino— como alineaciones de cristalizaciones antiguas, que se depositaron en relación con paleoniveles de las aguas freáticas como consecuencia de las fluctuaciones eustáticas del mar Mediterráneo.

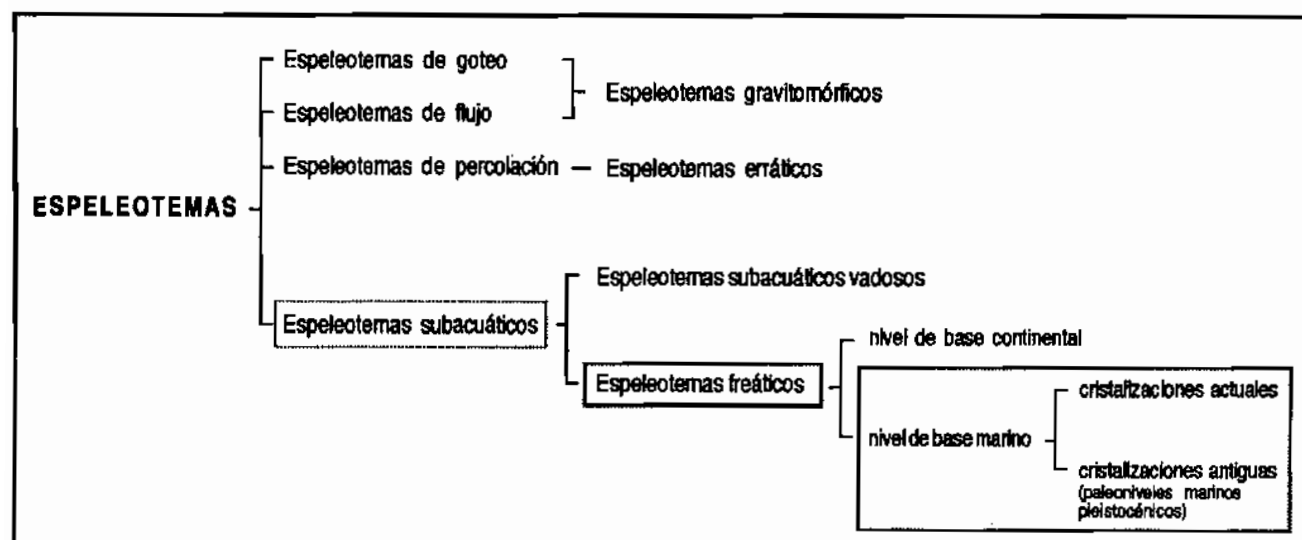


Tabla 24: Encuadre de los espeleotemas freáticos mallorquines en una propuesta de clasificación genético-hidrológica de los depósitos minerales secundarios de las cavernas. Basado en SWEETING (1972), WHITE (1976) y GINÉS *et al.* (1981b).

A la luz de todo lo argumentado, ya estamos en condiciones de plantear una definición que dé cuenta del contenido con el que manejamos y

manejaremos en estas páginas el término *espeleotema freático*: se trata de un depósito mineral secundario —generalmente carbonatado— presente en una cavidad subterránea natural, precipitado en condiciones subacuáticas en el seno de la zona freática de un macizo kárstico, en correspondencia con un nivel de base marino en el caso de las áreas calcáreas litorales.

La trascendencia de esta clase de espeleotemas radica en que estos depósitos son o han sido formados en la zona saturada del karst y, por tanto, registran su posición tridimensional, la cual viene determinada por la evolución en el tiempo del nivel de base regional, ya sea continental o directamente marino. De esta manera, los espeleotemas freáticos suponen en potencia unos valiosos registros paleogeográficos y paleoambientales mientras que, por el contrario, las cristalizaciones subacuáticas precipitadas en la zona vadosa del karst ofrecen perspectivas mucho más limitadas; hay que tener presente que los espeleotemas subacuáticos vadosos representan una yuxtaposición de medios deposicionales de carácter muy local y, en consecuencia, de posibilidades mucho menores de cara a posibles análisis paleoambientales.

Dentro de esta línea, se pretende a lo largo de esta memoria dar buena cuenta de las posibilidades que ofrecen los espeleotemas freáticos de las cuevas litorales de Mallorca, con vistas a profundizar en el conocimiento paleoambiental del Cuaternario en nuestra isla y, de forma más concreta, en el registro detallado de las vicisitudes experimentadas por el nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno y Holoceno.

6.2.3. Generalidades sobre la morfología y origen de los espeleotemas freáticos

El mecanismo genético general que controla el origen de los depósitos, que hemos convenido en llamar espeleotemas freáticos, es más bien simple. Su precipitación se asocia a aguas freáticas saturadas en carbonatos que forman estancamientos hídricos relativamente estables a

escala temporal, los cuales se hallan controlados por la evolución del nivel de base regional. En la superficie de estos lagos hipogeos el CO₂ es susceptible de escaparse del agua por difusión, propiciándose la sobresaturación de la parte superior del manto de aguas freáticas y la consiguiente deposición de variados recubrimientos cristalinos. Estos revestimientos afectan a las paredes de la cavidad subterránea y sus proyecciones rocosas, así como cualquier otro soporte existente dentro del vaso ocupado por las aguas (Figura 84), pudiendo poseer un alto valor paleoambiental y cronológico como sucede con el registro isotópico estudiado en Devils Hole, en el estado de Nevada de USA (WINOGRAD *et al.*, 1988). Las morfologías que se generan son habitualmente redondeadas, en la medida que los revestimientos de espeleotemas freáticos tienden a suavizar las formas más o menos angulosas de las paredes del vacío original.

En algunas ocasiones (HILL & FORTI, 1997) se ha podido relacionar la precipitación de importantes revestimientos freáticos con la presencia de aguas termales, que han alcanzado la saturación en carbonatos en ambientes muy ricos en CO₂ de origen profundo. Los procesos de desgasificación que afectan a la franja superior de la capa freática dan origen a extensivos recubrimientos carbonáticos, como los observables en numerosas cavidades italianas (FORTI & UTILI, 1984).

La morfología de los depósitos de carbonatos originados en condiciones freáticas es también en líneas generales bastante homogénea. Se trata de diversos tipos de revestimientos cristalinos que recubren las paredes, techos y suelos de la cavidad natural ocupada por las aguas freáticas. Aún dentro de la relativa homogeneidad morfológica de la que se puede hablar al describir los espeleotemas freáticos, es posible diferenciar diversas variedades de revestimientos así como otras formas, concordantes con las tipologías establecidas por HILL & FORTI (1997); mediante la Figura 84 se ha procurado presentar de manera idealizada las tipologías más habituales de espeleotemas freáticos.

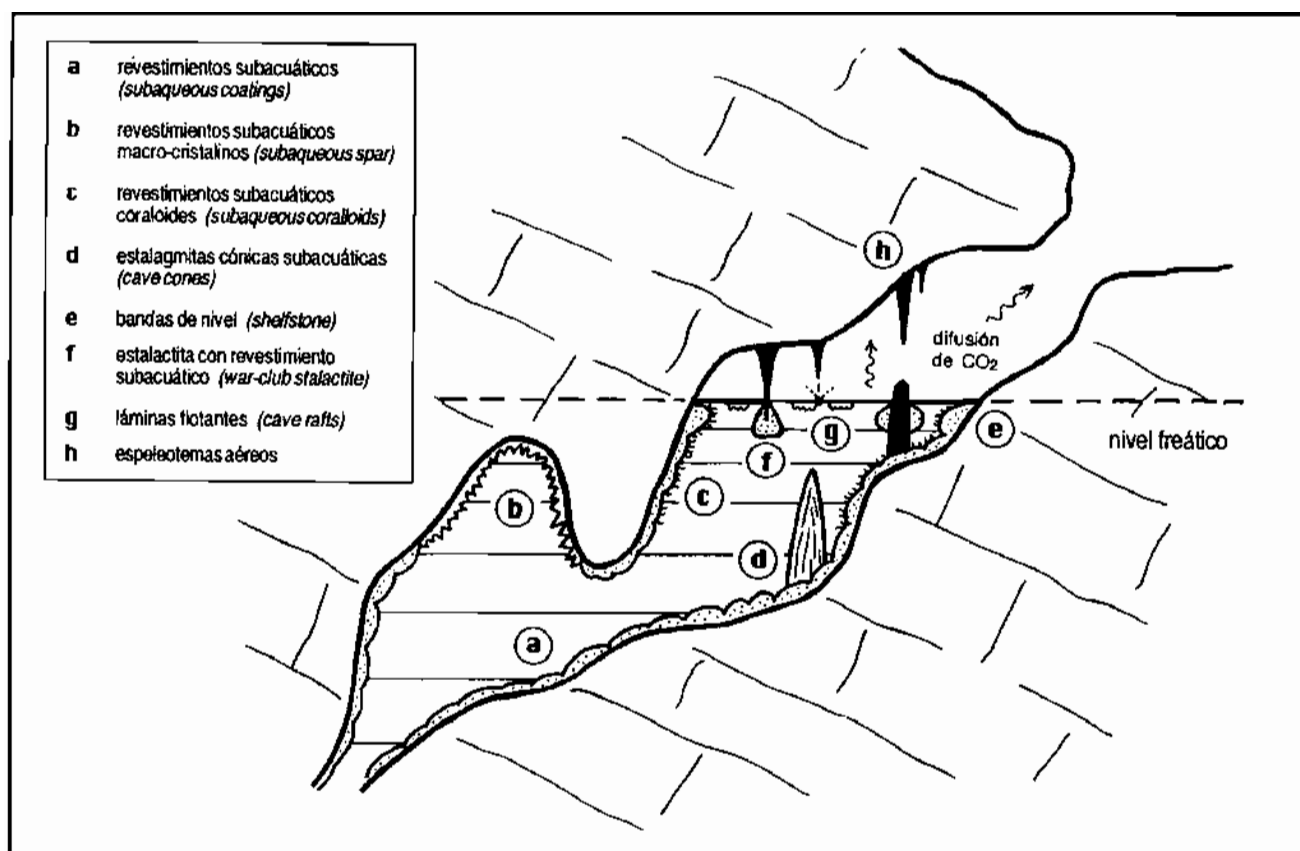


Figura 84: Representación esquemática de las distintas tipologías posibles de espeleotemas freáticos, basada en la clasificación de HILL & FORTI (1997); se ha incluido también la terminología en lengua inglesa empleada por dichos autores.

La distribución espacial de los distintos tipos de revestimientos subacuáticos está idealizada y persigue, exclusivamente, una clara representación gráfica.

Comenzando por lo que denominamos sencillamente como revestimientos (*coatings*), podemos distinguir desde recubrimientos freáticos de morfología exterior más bien redondeada y lisa —serían las *clouds* de la bibliografía anglosajona, o los espeleotemas *gluteiformes* de la literatura italiana—, hasta los revestimientos subacuáticos macro-cristalinos (*subaqueous spar*) relacionados con ambientes muy aislados y estáticos. También abundan los recubrimientos de aspecto coraloides (*subaqueous coralloids*), los cuales se encuentran constituidos por diminutas ramificaciones cristalinas de escala milimétrica a centimétrica. Por lo general los distintos tipos de revestimientos descritos no se presentan de manera excluyente; al contrario, es habitual que exista una acusada gradación morfológica relacionada básicamente con la variabilidad de los parámetros físico-químicos de las aguas freáticas.

Tal como se puede apreciar en la Figura 84, es en las proximidades de la interfase agua-aire donde se da una cierta riqueza morfológica de espeleotemas freáticos, relacionada con la mayor relevancia de los procesos de difusión del CO_2 asociada a la superficie de las aguas freáticas. Este hecho es ya constatado por autores como FORTI & UTILI (1984) quienes al ocuparse de la Grotta Giusti —cueva termal, cercana a Florencia— diferencian los espeleotemas estrictamente freáticos (revestimientos gluteiformes) de lo que dichos autores llaman *concreciones freático-vadosas*, cuya génesis y morfología están condicionadas por la proximidad de la superficie hídrica.

Las tipologías de espeleotemas freáticos ligados, de manera más o menos estrecha, con el plano de las aguas son sistematizables en dos grandes grupos. Por una parte, encontramos las bien conocidas láminas flotantes (*cave rafts*) —ya sean de calcita o de aragonito— que se desarrollan en la superficie de los lagos hipogeos, sosteniéndose por tensión superficial. La acumulación de restos de estos depósitos, en puntos donde el goteo sobre la superficie de las aguas ocasiona el hundimiento de las láminas flotantes, da origen a las raras y espectaculares estalagmitas cónicas subacuáticas (*cave cones*). Por otra parte tendríamos las bandas de nivel o repisas (*shelfstone*), constituídas por engrosamientos abultados estrictamente horizontales que se disponen en las paredes de la cavidad o sobre cualquier otro soporte (estalagmita...). Un revestimiento de este tipo, afectando a la punta de una estalactita aérea, daría lugar a la tipología que HILL & FORTI (1997) denominan *war-club stalactite* o *pendulite*, pudiendo también asemejarse a las *cave trays* (patas de elefante) a causa de su extremo inferior en ocasiones totalmente plano; estas circunstancias ponen de manifiesto la debilidad conceptual inherente a las clasificaciones morfológicas de los espeleotemas, hecho al que ya nos hemos referido con anterioridad.

La gran riqueza morfológica asociada a la proximidad de la interfase agua-aire, se presenta como un completo registro de las fluctuaciones experimentadas por la superficie de los lagos hipogeos donde se han

generado los espeleotemas freáticos y, por ende, éstos suponen una buena herramienta para investigaciones paleoambientales ya que posibilitan la reconstrucción de las vicisitudes sufridas por el nivel de base local y/o regional.

En este sentido debe tenerse presente que aquellas variedades de espeleotemas freáticos las cuales están, desde el punto de vista genético, circunscritas al plano de las aguas (ver letras **e** y **f**, en la Figura 84) delimitan bandas de nivel rigurosamente horizontales. Moviéndonos en un plano del todo teórico, estas alineaciones de espeleotemas freáticos suponen en potencia un excelente registro de los paleoniveles alcanzados por las aguas freáticas en una localidad concreta; cabe esperar que anteriores posiciones altimétricas del plano de las aguas pueden ir quedando registradas, por ejemplo, en forma de bandas de espeleotemas freáticos, colgadas por encima del actual nivel de base a medida que ha ido evolucionando el relieve exterior.

En el contexto de los karsts litorales, las investigaciones dirigidas al conocimiento de los espeleotemas freáticos adquieren una dimensión novedosa, ya que esta clase de depósitos registrará las vicisitudes del plano de las aguas freáticas el cual a su vez viene determinado por la posición altimétrica del nivel marino. En resumidas cuentas, los espeleotemas freáticos litorales representan un detallado registro de las oscilaciones eustáticas marinas, cuyo potencial de cara al estudio del Cuaternario es remarcable como se irá viendo en los capítulos siguientes.

Esta estrecha relación entre espeleotemas freáticos y niveles marinos, actuales o pretéritos, fue tempranamente intuída a raíz de investigaciones pioneras realizadas en las Coves del Drac, en Manacor (RODÉS, 1925; JOLY & DENIZOT, 1929). Con posterioridad, el estudio de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia) permitió describir importantes revestimientos de cristalizaciones freáticas, que delimitaban numerosas bandas de nivel situadas entre las cotas ± 0 y +35 metros s.n.m.; GINÉS & GINÉS (1972) postularon la correlación altimétrica de estas alineaciones de

espeleotemas freáticos con paleoniveles del Mediterráneo, atribuyendo al Paleotirreniense los depósitos más elevados. De esta forma se inauguraba una prometedora línea de investigación, de la cual esta memoria supone uno más de sus resultados.

Paralelamente a las observaciones efectuadas en Mallorca, los espeleólogos cubanos han realizado una aproximación bastante similar al establecer la relación existente entre los espeleotemas que denominan *formaciones fungiformes* y las fluctuaciones del nivel marino (NÚÑEZ-JIMÉNEZ, 1958; 1975). De un modo análogo FURREDDU & MAXIA (1964), y con posterioridad MUCEDDA *et al.* (1997), atribuyen a un nivel tirreniense ciertas formaciones estalactíticas (*bottiglie, pannochie*) de la Grotta de Nettuno, en Cerdeña. En ambos casos las conclusiones que extraen los autores son similares: existen unos curiosos espeleotemas freáticos en las cuevas litorales —de morfologías abultadas y que registran paleoniveles de las aguas freáticas— cuya génesis viene controlada en última instancia por la posición del nivel marino. Finalmente, en las Bermudas también han sido reportados espeleotemas calcíticos bulbosos, originados en ambiente subacuático, relacionables con antiguos niveles marinos inferiores al actual (HARMON *et al.*, 1978a).

Estas constataciones, efectuadas como ya se ha visto en áreas geográficas tan dispares como el Mediterráneo occidental (Mallorca y Cerdeña), el Caribe (Cuba) y el Atlántico norte (Bermudas), suponen el argumento clave de unas labores que pretenden contribuir a la reconstrucción de la historia del nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno Medio y Superior, a partir del estudio detallado de los espeleotemas freáticos presentes en las cuevas litorales del Levante de Mallorca.

6.3. Los espeleotemas freáticos en las cuevas de Mallorca

En el capítulo precedente se ha intentado establecer el contenido del término *espeleotema freático* —tal como será manejado a lo largo de esta memoria—, poniendo especial interés en situar este tipo de cristalizaciones dentro del marco general constituido por las distintas clasificaciones al uso de los depósitos secundarios de las cavernas. También se hizo una primera aproximación a la descripción de los mecanismos genéticos y la morfología de los espeleotemas freáticos, todo ello en base a la bibliografía disponible sobre la cuestión a nivel internacional.

Se procederá ahora a abordar esta materia dentro del contexto más restringido del endokarst de Mallorca. Para ello se describirán, entre otros aspectos, las características del medio en el que se originan estos depósitos y su distribución geográfica a escala insular, la evolución en el tiempo de su conocimiento, así como las morfologías con las que se presentan los espeleotemas freáticos en nuestra isla. Se dará por ultimado este capítulo con una referencia detallada de las localidades estudiadas, junto con la descripción de los espeleotemas muestreados en ellas.

6.3.1. El endokarst litoral de Mallorca y sus cristalizaciones freáticas

Las numerosas formas endokársticas existentes en la costa oriental de Mallorca —tanto en las calizas mesozoicas plegadas de las Serres de Llevant, como sobre todo en las calcarenitas post-orogénicas del Mioceno Superior— ofrecen unas características peculiares, que han sido objeto de bastante atención ya desde finales del siglo pasado (LOZANO, 1884; GAY &

CHAMPSAUR, 1885). A grandes rasgos nos encontramos ante una interesante gama de cuevas cuyo origen y posterior evolución morfológica están condicionados, directa o indirectamente, por la proximidad relativa de la línea de costa, tal como se verá a continuación.

Características generales de las cavidades. Centrándonos en el endokarst desarrollado en el Mioceno post-orogénico del Levante de Mallorca, hay que consignar que en las investigaciones pioneras de MARTEL (1896) se atribuía, de manera muy poco acertada, la génesis de las famosas Coves del Drac (Manacor) a la acción erosiva estrictamente mecánica de las aguas marinas. Autores posteriores (MAHEU, 1912; DARDER, 1925; FAURA Y SANS, 1926; JOLY & DENIZOT, 1929) sugerían, en cambio, diversas modalidades de excavación de las cuevas de los alrededores de Portocristo por medio de la actuación de las aguas subterráneas continentales. Recientemente se ha propuesto un nuevo modelo genético para estas cavidades (GINÉS & GINÉS, 1992), el cual contempla la formación de unos vacíos iniciales generados por disolución en la zona freática litoral, donde se producen intensos procesos de disolución asociados a la zona de mezcla de aguas continentales dulces y aguas marinas (BACK *et al.*, 1984).

Esas cavidades primigenias, excavadas inicialmente en régimen freático, han experimentado durante el Pleistoceno una importante evolución morfológica en condiciones vadosas consistente en sucesivos hundimientos de sus paredes y techos, los cuales se alternan y coexisten a lo largo del tiempo con intensas fases de estalagmitización. La relevancia que presentan los procesos de reajuste mecánico de las bóvedas condiciona casi totalmente la apariencia de este tipo de cuevas, siendo también responsable de su apertura al exterior mediante hundimientos a veces bastante espectaculares; una exuberante decoración estalagmítica completa el panorama morfológico del endokarst del Levante de la Isla.

Es preciso consignar también la abundancia de *capturas kárstico-marinas* (MONTORIOL-POUS, 1971a; GINÉS, 1995b) las cuales consisten

en cavernas de claro origen kárstico, del tipo antes descrito, afectadas en mayor o menor grado por los procesos de erosión costera. Unas veces son simplemente cuevas kársticas con el orificio de acceso abierto gracias a la actuación de la dinámica litoral; en otras ocasiones nos encontramos ante aparatos endokársticos casi desmantelados por la evolución morfológica de la línea de costa.

Muchas de las cuevas a las que hacemos referencia se presentan parcialmente ocupadas por aguas salobres (GINÉS, 1995b) como consecuencia de la subida postglacial del nivel marino, la cual ha provocado la inundación pasiva de las cotas inferiores de las cavidades litorales. Dicho anegamiento parcial de las cuevas costeras originó lagos hipogeos que algunas veces alcanzan grandes dimensiones: se trata de lo que GINÉS & GINÉS (1975, 1977) denominaron en su día como *lagos subterráneos de origen glacio-eustático*. Estos lagos salobres representan un medio freático costero —controlado por el nivel del mar— donde tienen lugar oscilaciones periódicas del plano de las aguas, ajustadas a fluctuaciones marinas menores (mareas, oscilaciones barométricas...).

Diferentes tipos de espeleotemas freáticos se depositan en este singular ambiente geoquímico, representado por las aguas salobres de los lagos subterráneos de nuestras cuevas litorales (Figura 85), tal como se irá viendo a continuación. La deposición de estos conjuntos de cristalizaciones carbonatadas subacuáticas está condicionada por la actual cota de estabilización del nivel del Mediterráneo, registrando además las fluctuaciones que afectan al plano de las aguas freáticas en correspondencia con las oscilaciones menores del nivel marino. Como ya se ha dicho antes, dichas oscilaciones marinas son perceptibles en las superficie de estos lagos hipogeos (RODÉS, 1925), alcanzando rangos de fluctuación superiores a los 60 centímetros en las cavernas muy próximas al litoral; magnitud que se va mitigando a medida que nos alejamos de la línea de costa, si bien este efecto es perceptible incluso varios kilómetros tierra adentro.

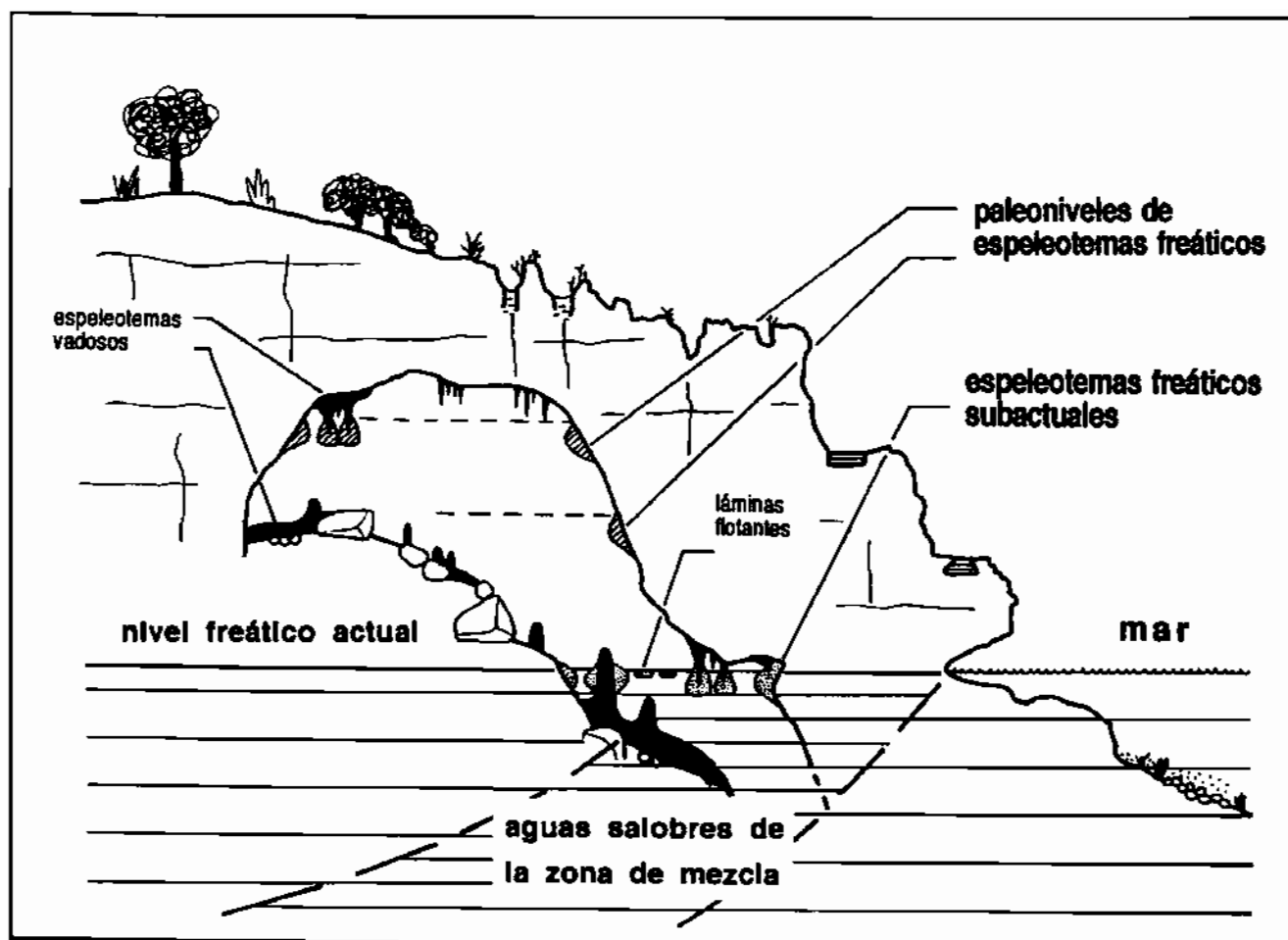


Figura 85: Visión idealizada del ambiente endokárstico que alberga las cristalizaciones freáticas presentes en las cuevas del litoral de Mallorca.

Implicaciones cronológicas y paleoclimáticas de las cristalizaciones freáticas litorales. El principal interés de las acumulaciones de espeleotemas freáticos en el endokarst litoral de Mallorca se centra en el siguiente hecho: del mismo modo que la presente cota de las aguas marinas ha dejado su impronta —en el interior de las cavidades costeras— en forma de cristalizaciones correspondientes al nivel freático subactual, antiguos niveles marinos pueden resultar registrados mediante alineaciones de espeleotemas freáticos, situados a alturas diversas en razón de las vicisitudes glacio-eustáticas experimentadas por el Mediterráneo (GINÉS *et al.*, 1981a).

De esta guisa, fluctuaciones positivas del nivel marino ligadas a episodios interglaciales quedan registradas por medio de bandas horizontales de espeleotemas freáticos observables a alturas de hasta +45 metros s.n.m. (GINÉS, 1973). La posibilidad de correlacionar alineaciones de

espeleotemas freáticos y playas fósiles pleistocénicas fue apuntada por GINÉS & GINÉS (1972, 1974), quienes atribúan al Paleotirreniense las cristalizaciones situadas a alturas entre +15 y +35 metros en la Cova de sa Bassa Blanca, de Alcúdia (ver Tabla 25), adscribiendo al Eutirreniense y Neotirreniense los depósitos ubicados a altitud decreciente. Así se introduce una componente cronológica en el estudio de este tipo de espeleotemas, la cual representa el punto de partida de la línea de investigación que se está desarrollando ahora.

Niveles de espeleotemas freáticos en la Cova de sa Bassa Blanca		Niveles del Mediterráneo según BUTZER & CUERDA (1962)	
+ 35,00 m.	Paleotirreniense	[+ 33/34 m.
+ 31,00 m.			+ 29/30 m.
+ 29,00 m.			
+ 23,00 m.			+ 23/25 m.
+ 18,00 m.			+ 16/19 m.
+ 15,00 m.			+ 4/5 m.
+ 7,00 m.	Eutirreniense	[+ 10/12 m.
+ 5,80 m.			+ 8/9 m.
			+ 6/7 m.
+ 4,20 m.			
+ 3,90 m.			
+ 3,60 m.			+ 2/4 m.
+ 3,00 m.			
+ 2,40 m.	Neotirreniense		+ 2/3 m.

Tabla 25: Correlación altimétrica, propuesta por GINÉS & GINÉS (1974), entre las alineaciones de espeleotemas freáticos de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia) y los antiguos niveles del Mediterráneo establecidos a partir del estudio estratigráfico y paleontológico de las playas fósiles de Mallorca.

Debe tenerse en mente que, tal como sucede con las fluctuaciones positivas del nivel marino a las que nos acabamos de referir, existen en numerosas cuevas del litotal oriental de Mallorca paleoniveles de

espeleotemas freáticos situados a cotas de hasta -23 metros bajo el presente nivel del Mediterráneo (GRÀCIA *et al.*, 1998a y 1998b); estos depósitos se deben corresponder a estabilizaciones del nivel marino inscritas en eventos de signo frío. Esta vertiente del estudio de los espeleotemas freáticos está siendo emprendida en la actualidad y augura interesantes y novedosos resultados acerca de un campo muy poco conocido en el estudio del Cuaternario mallorquín: los paleoniveles regresivos del Mediterráneo asociados a los eventos interglaciales y/o interestadiales.

A la luz de lo expuesto más arriba es posible hacerse una idea acerca de las enormes posibilidades que ofrece el estudio de los espeleotemas freáticos para progresar en el conocimiento del Cuaternario. Estos depósitos constituyen de hecho un registro preciso de los paleoniveles del Mediterráneo, e incluso de la amplitud de las fluctuaciones menores del nivel marino; por otra parte, los espeleotemas freáticos pueden aportar importantes datos paleoclimáticos a partir, por ejemplo, del estudio de isótopos estables. Este registro endokárstico es potencialmente más completo y detallado que el obtenido en base al estudio de paleolíneas de costa y playas fósiles (POMAR *et al.*, 1987). Hay que tener presente en este sentido que el registro marino clásico suele ser muy fragmentario, siendo a menudo sustractivo en la medida en que un evento determinado puede re TRABAJAR y/o destruir depósitos correspondientes a pisos anteriores. En suma, los espeleotemas freáticos suponen una herramienta novedosa para la investigación del eustatismo y del paleoclima cuaternario, cuyas grandes posibilidades hemos ido apuntando ya en trabajos publicados anteriormente (GINÉS *et al.*, 1981a, 1981b; HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1986, 1987b, 1989a, 1993a, 1993b, 1995b; VESICA *et al.*, 1996, 2000; TUCCIMEI *et al.*, 1997, 1998; GINÉS *et al.*, 1999).

Distribución geográfica de las localidades conocidas. Se puede afirmar que, en mayor o menor medida, la totalidad de las regiones kársticas habitualmente distinguidas en Mallorca (GINÉS & GINÉS, 1989b) poseen localidades cuyas características son propicias a la presencia de este tipo de

depósitos. Aún así, es notoria su gran abundancia en la región kárstica del Migjorn en comparación con las demás áreas de la Isla, donde tan sólo se localizan, en cada una de ellas, unas pocas localidades en las que se tiene hoy por hoy constancia de la presencia de espeleotemas freáticos actuales o fósiles (Figura 86).

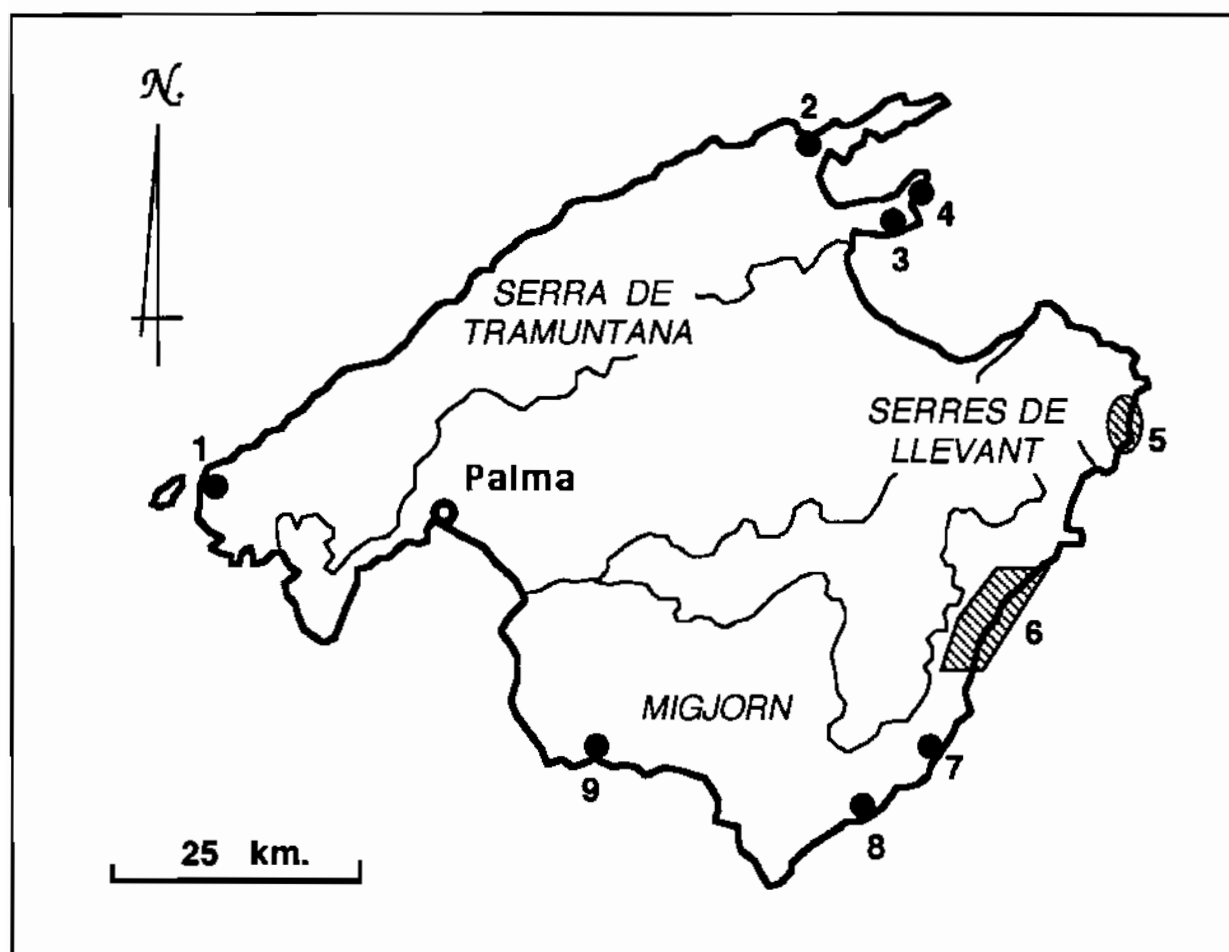


Figura 86: Distribución geográfica de las localidades conocidas en Mallorca que albergan espeleotemas freáticos.

1: Cova de sa Cella, Andratx; 2: Cova de la Marejada, Pollença; 3: Cova de sa Bassa Blanca, Alcúdia; 4: Cova des Bastons, Alcúdia; 5: cavidades del Cap Vermell, Capdepera (Coves d'Artà, Coves Petites, Cova de na Mitjana, Cova de na Barxa); 6: numerosas cavidades en la Marina de Manacor; 7: Cova den Passol, Felanitx; 8: Cova des Drac de Cala Santanyí; 9: Cova des Pas de Vallgornera, Lluçmajor.

Comenzando por la Serra de Tramuntana, la zona kárstica por excelencia de Mallorca, se conocen muy pocas cavidades que alberguen espeleotemas freáticos. Por un lado tenemos la Cova de sa Cella sita en el municipio de Andratx, en los acantilados litorales de la zona de la Trapa, y por otra parte la Cova de sa Bassa Blanca, interesantísima localidad situada

en el término de Alcúdia y perteneciente por tanto a esta área geográfica de forma bastante marginal; también en la península de Alcúdia, se han localizado espeleotemas freáticos en la Cova des Bastons y, hace poco, en la Cova de ses Llàgrimes (GRÀCIA, *com. pers.*). Posiblemente también se encuentran espeleotemas de estas características en la Cova de la Marejada, en el término de Pollença (ENCINAS, 1994). No cabe descartar que el progreso de las investigaciones, sobre las cuevas costeras de la Serra de Tramuntana, pueda incrementar el número de localidades de interés.

En cuanto a las Serres de Llevant se conocen cuatro cavidades, ubicadas en el municipio de Capdepera, a las que haremos frecuente referencia a lo largo de estas páginas. Se trata de las Coves d'Artà (o de s'Ermita), la Cova de na Mitjana, la Cova de na Barxa, y las Coves Petites, excavadas todas ellas en calizas mesozoicas fuertemente estructuradas.

La región kárstica del Migjorn que, en el sentido usado por GINÉS & GINÉS (1977, 1989b) agrupa las "Marines" del Levante y Sur de Mallorca, es mucho más rica en cuevas dotadas de espeleotemas freáticos. Esta orla costera conforma una plataforma tabular de depósitos carbonatados post-orogénicos (Mioceno Superior), que posee más de una quincena de localidades conocidas provistas de esta clase de cristalizaciones; la mayoría de estas cavidades se localizan en la Marina de Manacor, en concreto a lo largo de la franja costera que abarca desde Portocristo a la urbanización de Cales de Mallorca. En las áreas litorales de los municipios de Felanitx y Santanyí, se han reportado en tiempos recientes espeleotemas freáticos en la Cova den Passol y en la Cova des Drac de Cala Santanyí respectivamente (GRÀCIA *et al.*, 1998a y 1998b). Para finalizar, hay que consignar la presencia de espeleotemas freáticos en una única localidad de la Marina de Lluçmajor: la Cova des Pas de Vallgornera (MERINO, 1993).

De todos modos, es preciso dejar constancia de que el progresivo decurso de las nuevas exploraciones —en particular las subacuáticas— puede hacer aumentar en el futuro de forma notable la lista de cavidades dotadas de estas interesantes cristalizaciones freáticas.

6.3.2. El conocimiento de los espeleotemas freáticos mallorquines

La primera referencia indirecta a la temática que nos ocupa hay que situarla en el siglo pasado, y corresponde a la reseña de la visita efectuada por CABRER (1840) a las famosas Coves d'Artà, en el municipio de Capdepera. Este autor constata un nivel de inundación en una de las salas de la cueva, el cual delimita un engrosamiento a modo de "faja cenicienta" alrededor de diversos pilares estalagmíticos; no reconoce la naturaleza y las implicaciones de los fenómenos por él observados, pero se plantea ya la complejidad de la sucesión de eventos que los originaron: excavación de la cueva y formación de estalagmitas y columnas, anegamiento de la cavidad y deposición de la faja de cristalizaciones subacuáticas y, finalmente, desagüe de la caverna quedando en seco el nivel de inundación.

Ya en el siglo XX, RODÉS (1925) se ocupa de las oscilaciones que sufren los lagos de las archiconocidas Coves del Drac, en las cercanías de Portocristo (Manacor). En este estudio se incluyen algunas observaciones geomorfológicas de interés, ya que se reconoce la existencia de un concrecionamiento alrededor de las columnas y estalagmitas que se sumergen en el plano de las aguas de los lagos de esta cueva; estos depósitos cristalinos son relacionados, en este trabajo, con el rango de fluctuación del plano de las aguas subterráneas (en torno a los 60 cm), que a su vez viene controlado por los cambios actuales del nivel marino estudiados por el citado autor. También se deja constancia de un concrecionamiento análogo dispuesto a una altura de +1,5 metros sobre el presente nivel de los lagos, justificándolo en base a una posición más elevada de la superficie de las aguas subterráneas, pero sin relacionarlo todavía con paleoniveles del Mediterráneo. En un contexto similar en lo que concierne tanto a su fecha de publicación como a las observaciones realizadas, JOLY (1929) y JOLY & DENIZOT (1929) describen cómo las estalactitas que penetran la superficie de las aguas en los lagos de las Coves del Drac, se ven afectadas por un engrosamiento que les confiere morfología de porra ("massue"); no profundizan estos pioneros de la espeleología en la explicación del

fenómeno, sino que se limitan a describir la presencia de un concrecionamiento ligado a la interfase agua-aire de estos lagos hipogeos, tal como lo intuyó también MARTEL (1896) a finales del siglo pasado.

En la segunda mitad del siglo actual, es donde se sitúa cronológicamente la primera cita que relaciona este tipo de cristalizaciones con paleoniveles marinos. En concreto, COLOM *et al.* (1957) mencionan engrosamientos en estalactitas y columnas, que discurren paralelos a la superficie de los lagos en las Coves del Drac, a una altura de +1,5 metros. Relacionan estos engrosamientos con un nivel Tirreniense observable a una cota similar en la localidad de Portocristo, inaugurando la línea de razonamiento que reconoce la posibilidad de un registro endokárstico de los paleoniveles del Mediterráneo.

El estudio pormenorizado de los espeleotemas freáticos va ligado al progresivo desarrollo de la espeleología mallorquina, en la década de los 70. El año 1972 comienzan las investigaciones en la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (GINÉS & GINÉS, 1972, 1974), donde se describe una amplia

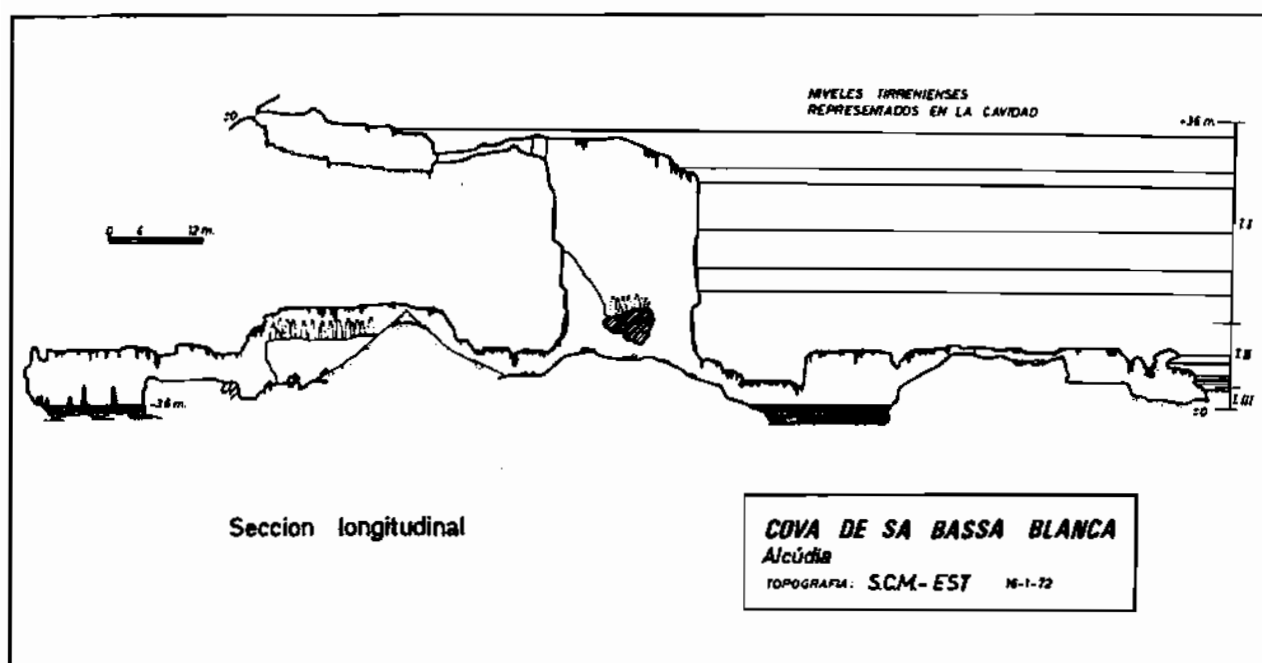


Figura 87: Sección longitudinal de la Cova de sa Bassa Blanca, según GINÉS & GINÉS (1974), con indicación de los paleoniveles de espeleotemas freáticos reconocidos en la cavidad y la cronología que se les atribuye en función de su altimetría.

variedad morfológica de cristalizaciones freáticas que delimitan hasta 13 antiguos niveles de inundación en la cavidad, a alturas comprendidas entre +2,4 y +35 metros s.n.m. (Figura 87). Los autores proponen la posibilidad de correlacionar altimétricamente los niveles de espeleotemas freáticos con restos de playas fósiles, bien conocidas en el Cuaternario de Mallorca; de esta manera, atribuyen al piso Paleotirreniense las alineaciones de estos espeleotemas situadas a altitudes superiores a +15 metros (Tabla 25), mientras que los niveles reconocibles a altitudes menores son adscritos al último interglacial.

En los años siguientes se sucede la exploración y estudio de nuevas localidades que poseen interesantes agrupaciones de esta clase de depósitos. Por un lado, GINÉS (1973) deja constancia de cuatro niveles de cristalizaciones freáticas en las Coves Petites (Capdepera), a alturas que abarcan desde +30 a +46 metros, que son atribuidos al poco preciso piso Milazziense. Por otra parte en la Cova de na Mitjana, en Capdepera también, se describe un llamativo abanico de interferencias entre modelado litoral y endokarst (GINÉS *et al.*, 1975), que incluye un conjunto de espectaculares espeleotemas freáticos a una altura de +6 metros; a dicho paleonivel se le asigna una cronología Eutirreniense, en razón exclusivamente de criterios altimétricos. En años posteriores se irá reportando la existencia, en bastantes cuevas de las cercanías de Portocristo, de cristalizaciones subacuáticas que delimitan paleoniveles a cotas próximas a los +2 metros s.n.m., los cuales son relacionados normalmente con el episodio Neotirreniense (GINÉS & GINÉS, 1976; TRIAS & MIR, 1977).

La implantación de los estudios universitarios en nuestras islas, trajo consigo la consolidación de un Departamento de Geología, inscrito en la Facultad de Ciencias de la por aquel entonces denominada Universidad de Palma de Mallorca. Esta circunstancia propició una clara evolución cualitativa en el conocimiento de los espeleotemas freáticos mallorquines. Como exponente de esta evolución, se comienza a profundizar en la cristalografía, mineralogía y estructura de estos espeleotemas en general (POMAR *et al.*, 1976), estudiando también, en particular, las cristalizaciones

freáticas subactuales de la Cova "A" de Cala Varques, en Manacor (POMAR *et al.*, 1979). Pocos años después ya aparecen las primeras publicaciones de síntesis sobre los aspectos morfológicos y mineralógicos de los espeleotemas freáticos de nuestra isla, así como sobre su utilización como indicadores de paleoniveles marinos (GINÉS *et al.*, 1981a, 1981b); dichas aportaciones tuvieron lugar en ocasión del *Eighth International Congress of Speleology* celebrado ese año en Bowling Green, USA.

El comienzo de la década de los 80 cuenta asimismo con la publicación de un avance de los resultados cronológicos obtenidos mediante la datación isotópica, por medio del método Th/U, de espeleotemas freáticos de diferentes cavidades mallorquinas (HENNIG *et al.*, 1981). Las muestras analizadas en esta primera campaña de dataciones absolutas arrojan unas edades que van desde 3,9 ka B.P. —espeleotemas claramente postglaciales, recolectados próximos al nivel marino actual en la Cova "A" de Cala Varques— hasta >350 ka, cronología correspondiente a especímenes de la Cova de sa Bassa Blanca recolectados a alturas de 30 a 35 metros s.n.m. Las dataciones de estas últimas muestras confirmaban en lo general el modelo establecido en base a correlaciones altimétricas entre cristalizaciones freáticas y playas fósiles, el cual atribuía estos espeleotemas más elevados de la Cova de sa Bassa Blanca a paleoniveles marinos de posible edad Paleotirreniense (GINÉS & GINÉS, 1974); en este sentido, la edad absoluta obtenida para estas muestras se sitúa como mínimo en el estadio isotópico 9, corroborando la cronología deducida a partir de criterios geomorfológicos.

También en los años 80, tienen lugar las aportaciones efectuadas como consecuencia del desarrollo del *Proyecto Hades* (MAROTO & FONT, 1981), proyecto de investigación centrado en la tantas veces citada Cova de sa Bassa Blanca, que fue galardonado con el Premio Ciudad de Palma de Investigación correspondiente al año 1981. Los resultados obtenidos en el decurso de las actividades ligadas al mencionado proyecto, vieron la luz en diferentes publicaciones sucesivas (HADES, 1985; POMAR *et al.*, 1987) las cuales iban suministrando datos adicionales sobre la estratigrafía de las

cristalizaciones freáticas muestradas en las paredes de la cavidad (Figura 88), a altitudes comprendidas entre +4,5 y +8,5 metros s.n.m.

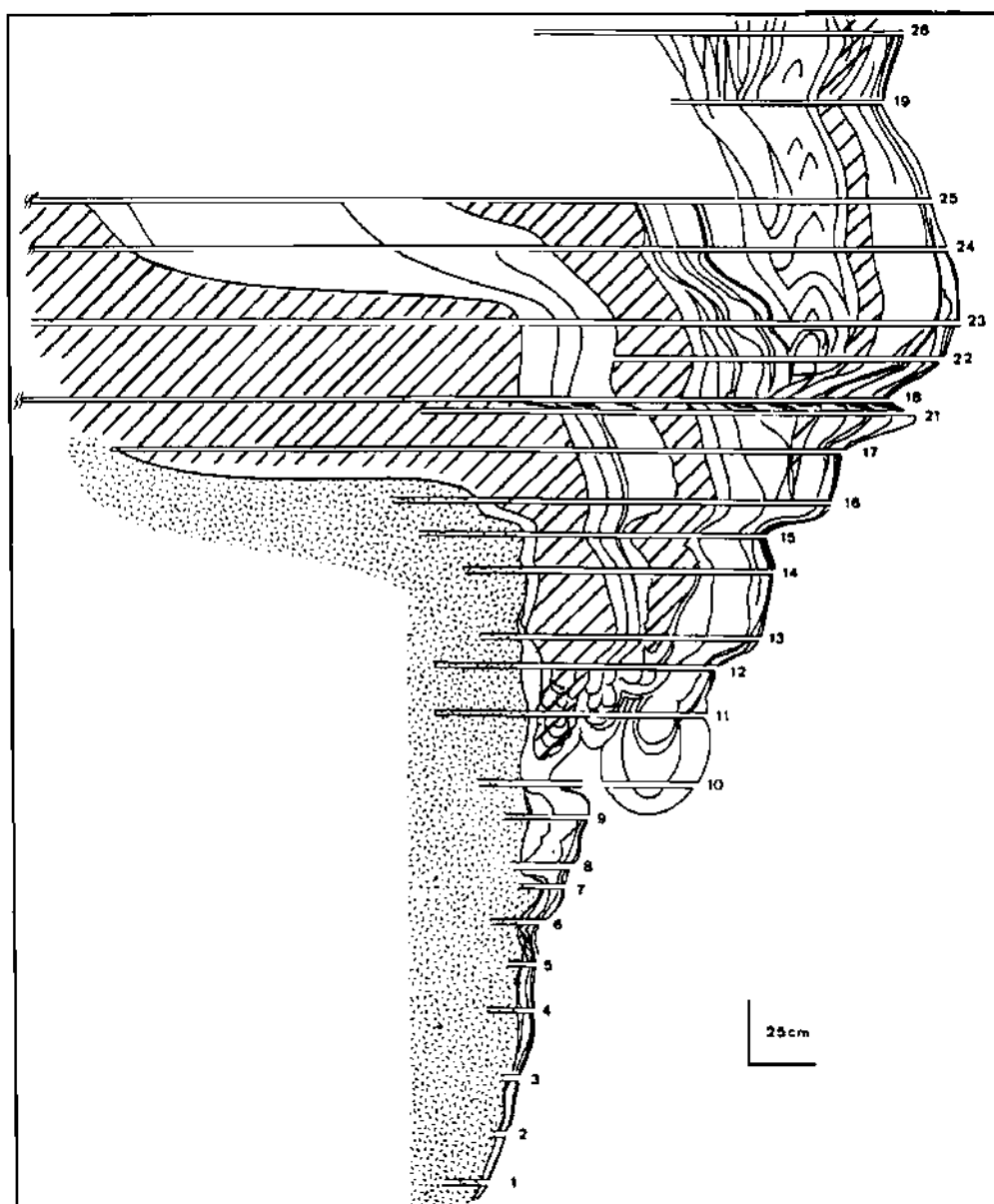


Figura 88: Estratigrafía de las cristalizaciones freáticas muestradas en la Cova de sa Bassa Blanca, Alcúdia, entre +4,5 y +8,5 metros s.n.m. (según Equipo HADES, 1985).

Se han representado rayadas las unidades constituidas por coladas estalagmíticas aéreas. El sondeo nº 21 se corresponde con la secuencia incluida en la Figura 89.

Relacionadas indirectamente con las investigaciones del Proyecto Hades, están las contribuciones radiométricas efectuadas por GRÜN (1985, 1986). Dicho autor efectúa diversas dataciones isotópicas (Th/U) de la secuencia estratigráfica de la Cova de sa Bassa Blanca, que dan edades de

216, 244 y >300 ka; estas dataciones son usadas para establecer una cronología para toda la secuencia muestreada —usando el método ESR (Electron Spin Resonance)— la cual abarca un prolongado lapso de tiempo que va desde 204 hasta 700 ka B.P. (Figura 89). Estos datos sitúan el final de la deposición de la secuencia estudiada en el estadio isotópico 7, si bien la estratigrafía resulta muy compleja, remontándose previsiblemente el comienzo de su formación a estadios remotos del Pleistoceno Medio como pueden ser el 15 o el 17.

A partir de 1986, y hasta la actualidad, van apareciendo algunos trabajos que se ocupan de los espeleotemas freáticos, analizados en el contexto de las posibilidades espeleocronológicas de los karsts insulares como el de Mallorca; mencionaremos, por ejemplo, las publicaciones de GINÉS & GINÉS (1986, 1987b, 1995b). También se publica alguna nueva revisión de la temática relacionada con las cristalizaciones freáticas (POMAR, 1989), no faltando tampoco referencias a estos depósitos y sus implicaciones cronológicas, incluidas en trabajos generales sobre el karst de nuestras islas (GINÉS & GINÉS, 1989b; GINÉS, 1995a).

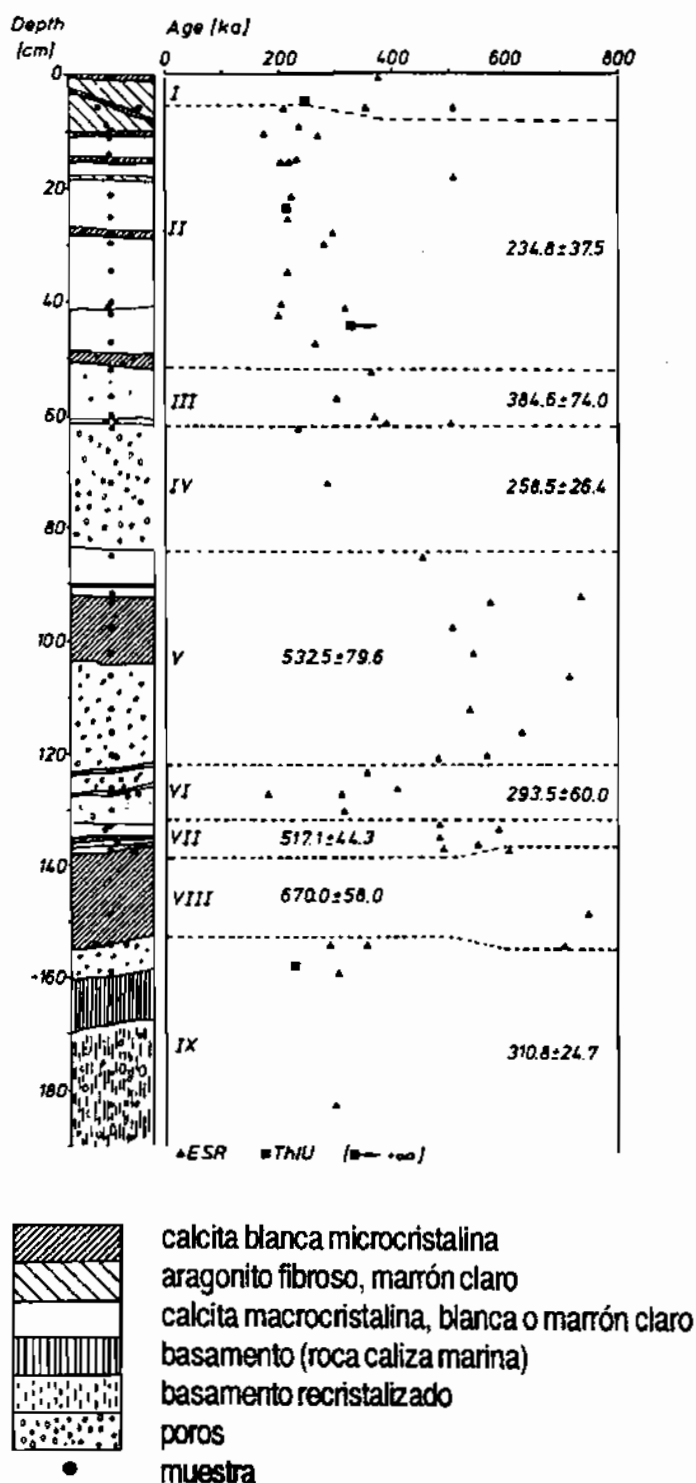
Básicamente, en la última década del presente siglo es cuando se materializarán los resultados de diversos programas de dataciones isotópicas, tendencia investigativa iniciada como ya se ha visto algunos años atrás (HENNIG *et al.*, 1981). De esta forma, en GINÉS & GINÉS (1989a) se reúnen los resultados de este primer programa de dataciones absolutas, efectuado merced a la colaboración del *Institut für kernchemie der Universität Köln*, de Colonia, y del *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung*, de Hannover; hay que lamentar que la prematura muerte del colega y amigo Dr. Gerd J. Hennig truncó de manera definitiva esta fructífera colaboración. Esta campaña de dataciones radiométricas mediante el método Th/U dió también lugar a nuevas publicaciones (GINÉS & GINÉS, 1993a, 1993b) en las cuales queda patente cómo determinadas cristalizaciones freáticas, cuyas edades son inferiores a 250 ka B.P., muestran una buena correlación cronológica con los eventos climáticos que implican un nivel marino similar o más alto que el actual (estadios climáticos 1, 5 y 7); las muestras que aportan

edades por encima de los 300 ka (paleoniveles situados a altitudes superiores a 30 metros s.n.m.) son asignados como mínimo a los estadios 9 o 11 del registro marino de isótopos de oxígeno.

Figura 89:

Secuencia estratigráfica correspondiente al testigo nº 21 (ver Figura 88) de la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (según GRÜN, 1986).

Los cuadrados representan dataciones absolutas realizadas mediante el método Th/U, mientras los triángulos son edades calculadas a partir de mediciones de ESR (Electron Spin Resonance). Los números romanos designan unidades cronológicas deducidas de los resultados de la ESR, expresándose la edad de cada una de las unidades (ka) y su desviación estándar.



Durante estos años, diversos trabajos de índole geoespeleológica dejan constancia de nuevas citas de espeleotemas freáticos en cavidades

del litoral meridional y oriental de la isla: por un lado TRIAS (1992) y MERINO (1993) reportan —en la Cova des Coloms 1 (Manacor) y en la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor)— sendos paleoniveles a unas altitudes aproximadas de +2 a +2,5 metros, que son atribuidos al Neotirreniense; por otra parte en las Coves del Drac, de Manacor, se citan seis paleoniveles diferentes de cristalizaciones freáticas distribuidos entre la cota ± 0 y los +7,5 metros s.n.m. (GINÉS & GINÉS, 1992).

A partir de 1994 tuvimos ocasión de emprender un nuevo programa de dataciones isotópicas de esta clase de espeleotemas, cuyos resultados han aparecido en VESICA *et al.* (1996, 2000) y TUCCIMEI *et al.* (1997, 1998). Esta campaña de dataciones absolutas se está realizando gracias a la colaboración del *Dipartimento de Scienze Geologiche della Università "Roma Tre"*, empleando nuevamente la técnica de las series de Uranio. Los resultados obtenidos suministran interesantes precisiones cronológicas sobre los subestadios incluidos en el último interglacial (estadio isotópico 5), habiéndose distinguido tres estabilizaciones altas del nivel marino a edades en torno a los 83, 108 y 115-130 ka B.P. Asimismo, dentro de estas investigaciones se ha emprendido el análisis de isótopos estables de Oxígeno y Carbono, en muestras de espeleotemas freáticos, de cara a vislumbrar las informaciones paleoclimáticas contenidas en este particular registro.

Respecto a estos últimos años, es preciso consignar las recientes actividades exploratorias que se están llevando a cabo en cavidades subacuáticas del litoral oriental de Mallorca. Las investigaciones de GRÀCIA *et al.* (1998a, 1998b) en diversas localidades, han detectado la presencia de numerosos paleoniveles de espeleotemas freáticos por debajo del actual nivel marino, y hasta profundidades próximas a los -30 metros. La datación absoluta de estos espeleotemas, que se encuentra ahora en curso, ofrecerá informaciones novedosas sobre las estabilizaciones del Mediterráneo a cotas inferiores a su nivel presente. Para finalizar esta revisión bibliográfica, cabe referirse a la sistematización efectuada por GRÀCIA & VICENS (1998) sobre los aspectos geomorfológicos del litoral de Mallorca en la que, entre

las evidencias ligadas a antiguas líneas de costa, se da amplia cuenta de los espeleotemas freáticos y su papel como indicadores de paleoniveles marinos; también en fecha reciente, se han publicado datos isotópicos sobre calcitas flotantes actuales del karst litoral mallorquín (JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO, 1999).

6.3.3. Tipología de los espeleotemas freáticos de Mallorca

En un capítulo anterior nos ocupábamos de situar los espeleotemas freáticos dentro del marco de las clasificaciones usuales de los depósitos minerales secundarios de las cavernas, describiendo asimismo los principales rasgos morfológicos de estas cristalizaciones. Es conveniente ahora abandonar ese plano de análisis —demasiado general— para intentar proceder a la descripción coherente de las diversas tipologías de esta clase de espeleotemas, presentes en las cavidades de nuestra isla.

A modo de precedente sólo se cuenta con escasos intentos de sistematización de las formas observables, incluidos en trabajos pioneros que emprendían el estudio de este tipo de depósitos. Así, al ocuparse de la rica litogénesis freática de la Cova de sa Bassa Blanca, GINÉS & GINÉS (1972, 1974) distinguían una decena de morfologías que eran agrupadas en formas *cenitales*, *parietales*, o *pavimentarias* según cuál fuese su ubicación espacial en el seno de la cavidad; tanto a las morfologías cenitales como a las parietales se les reconocía un rasgo común, consistente en la clara delimitación de alineaciones horizontales indicativas de antiguos niveles de inundación. Otra tentativa temprana de clasificación de los espeleotemas freáticos mallorquines la encontramos en POMAR *et al.* (1976), quienes efectúan una aproximación distinta a la cuestión diferenciando tres categorías: *cristalizaciones flotantes*, *depósitos de cristalizaciones flotantes* y, finalmente, *cristalizaciones subacuáticas*. Dentro de este último grupo describen diversas morfologías externas —lisas, rugosas, anguloso-quebradas— las cuales están relacionadas con la diferente mineralogía y cristalografía de estos depósitos.

En las páginas siguientes se describirán los espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca conforme a una sistematización distinta, recogida en la Tabla 26, la cual pretende conciliar criterios estrictamente morfológicos con otros de tipo genético e incluso mineralógico. Se ha optado por esta aproximación de carácter novedoso, habida cuenta de que los intentos precedentes no resultaban útiles a la hora de facilitar una visión coherente de la morfogénesis de estos particulares depósitos cristalinos.

<i>categoría</i>	<i>morfología</i>		<i>mineralogía habitual</i>
revestimientos subacuáticos	lisos		aragonito
	rugosos		calcita / aragonito
	coraloides		calcita
	macrocristalinos		calcita
morfologías asociadas al plano de las aguas	láminas flotantes		calcita / aragonito
	estalagmitas cónicas		aragonito
	bandas de nivel	fajas abultadas	calcita / aragonito
		repisas, aceras	
		estalactitas con revestimientos globulares	
		estalactitas globulares de base plana	

Tabla 26: Propuesta de sistematización de las morfologías observables en los espeleotemas freáticos de las cuevas de Mallorca.

La propuesta de clasificación que efectuamos ahora distingue dos grandes categorías de espeleotemas freáticos: por un lado los *revestimientos subacuáticos* propiamente dichos, así como, por otro lado, un amplio abanico de *morfologías asociadas al plano de las aguas* freáticas. Seguidamente se procederá a la descripción detallada de las diversas

tipologías incluidas en cada una de las dos grandes categorías diferenciadas.

Revestimientos subacuáticos. Los depósitos freáticos incluidos en esta categoría presentan en líneas generales una apariencia similar a la de cualquier otro espeleotema de génesis subacuática, como pueden ser las cristalizaciones que se originan en el interior de los gour. Se trata de revestimientos cristalinos que —creciendo perpendicularmente al sustrato— tapizan las paredes, techos o suelos de la cavidad, formando asimismo sobrecrecimientos de aspecto redondeado y bulboso alrededor de cualquier soporte disponible (bloques o proyecciones rocosas, espeleotemas aéreos, etc). La deposición de estos revestimientos puede ocurrir de modo extensivo afectando a la totalidad del vaso ocupado por las aguas freáticas; no cabe duda, no obstante, que la proximidad relativa a la superficie de las aguas puede favorecer el desarrollo de estos depósitos, a través de procesos de difusión de CO_2 hacia la atmósfera de la caverna.

La micromorfología de estos recubrimientos es de hecho muy variada, abarcando desde apariencias externas lisas —por lo general correspondientes a espeleotemas aragoníticos— hasta superficies rugosas que pueden llegar a constituir prominencias exentas de aspecto coraloide. También son frecuentes los revestimientos subacuáticos macrocristalinos, cuyas facetas milimétricas o incluso centimétricas son distinguibles con facilidad en la superficie angulosa de esta tipología de espeleotemas; este tipo de cristalizaciones se asocian a ambientes deposicionales muy tranquilos y restringidos. En condiciones naturales puede existir una gradación entre los distintos tipos de revestimientos, apareciendo raras veces una sola de las variedades descritas asociada a un ambiente deposicional determinado o a una localidad concreta.

La diversidad morfológica que presenta esta categoría de espeleotemas freáticos (ver Tabla 26) está condicionada por las particulares características mineralógicas y cristalográficas de las distintas variedades, las cuales a su vez pueden estar relacionadas tanto con

aspectos geoquímicos locales, como con condicionantes paleoambientales más generales. En este sentido ya se ha mencionado antes que los revestimientos subacuáticos de aragonito originan espeleotemas de superficies externas lisas; la presencia de esta mineralogía ha sido relacionada con eventos climáticos de signo cálido, como el Eutirreniense, caracterizados en el registro marino por la presencia de fauna termófila (GINÉS *et al.*, 1981a). Por otra parte, en los revestimientos de superficie externa muy articulada predominan claramente las mineralogías calcíticas.

El estudio mineralógico, cristalográfico y textural de los distintos tipos de revestimientos freáticos es susceptible de aportar interesantes datos ambientales, en la medida en que se pueda ensayar la correlación entre variedades de recubrimientos y eventos climáticos, sustentando dicha correlación en la determinación cronológica precisa de estos espeleotemas y en el estudio de sus isótopos estables de Oxígeno y de Carbono.

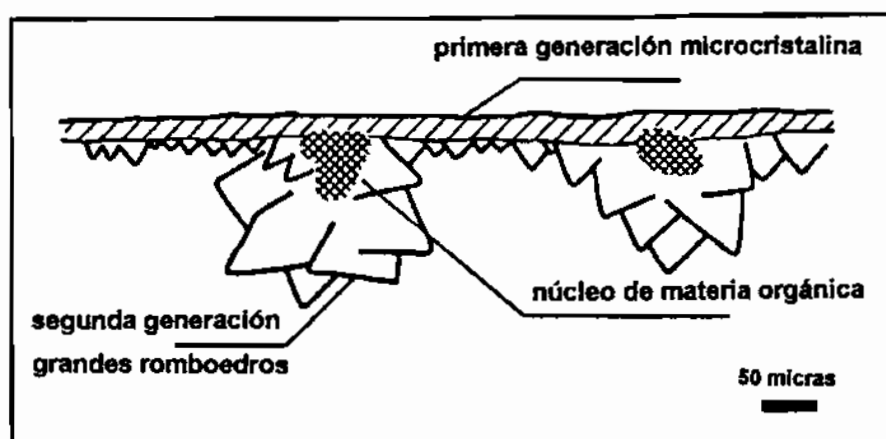
Láminas flotantes. La presente tipología inaugura la descripción de las formas asociadas al plano de las aguas (Tabla 26); dentro de los espeleotemas freáticos, ésta es la categoría que cuenta con mayor variabilidad morfológica y en ella se concentra la potencialidad cronológica de estos depósitos, al definir paleoniveles freáticos controlados por la posición altimétrica del nivel marino.

Esta clase de espeleotemas se presenta en forma de cristalizaciones de carbonato cálcico que se desarrollan en la superficie de los lagos hipogeos, formando láminas flotantes sustentadas por mecanismos de tensión superficial. La mineralogía de estas cristalizaciones suele corresponder a la calcita, aunque también se han encontrado antiguas láminas de aragonito flotante en la tantas veces citada Cova de sa Bassa Blanca (POMAR *et al.*, 1976), originadas en pretéritos lagos subterráneos relacionados previsiblemente con un paleonivel marino Eutirreniense.

La Figura 90 muestra una visión lateral de una lámina de calcita flotante: es posible observar cómo la cara superior (aérea) de la lámina se

presenta completamente plana, debido a que la precipitación cristalina tiene lugar por debajo de la interfase agua-aire. Las láminas de calcita están compuestas por romboedros, cuyo eje C se dispone usualmente orientado de modo perpendicular al núcleo de cristalización. La nucleación de la calcita flotante ocurre en dos formas diferentes, de acuerdo con las investigaciones de POMAR *et al.* (1975, 1976) y GINÉS *et al.* (1981b). En primer lugar encontramos una amalgama de pequeños cristales, cuyas aristas miden unas 5 micras, creciendo juntamente con cristales algo mayores de hasta 20 micras de tamaño. Una segunda generación nos muestra grandes romboedros, que pueden alcanzar hasta 500 micras de dimensión mayor, creciendo de manera radial alrededor de un núcleo constituido por materia orgánica. La deposición de la calcita flotante está controlada por factores tales como: el estatismo de la superficie hídrica; la saturación de carbonatos en la interfase agua-aire a causa de la evaporación y/o difusión del CO_2 disuelto; y la presencia de materia orgánica, que se manifiesta como disparadora de la tasa de precipitación o actúa pasivamente como núcleo de cristalización.

Figura 90:
Esquema que representa una lámina de calcita flotante, dispuesta en visión lateral. La cara plana superior se correspondería con la superficie de las aguas subterráneas, mientras que los grandes romboedros se desarrollan en condiciones totalmente subacuáticas.

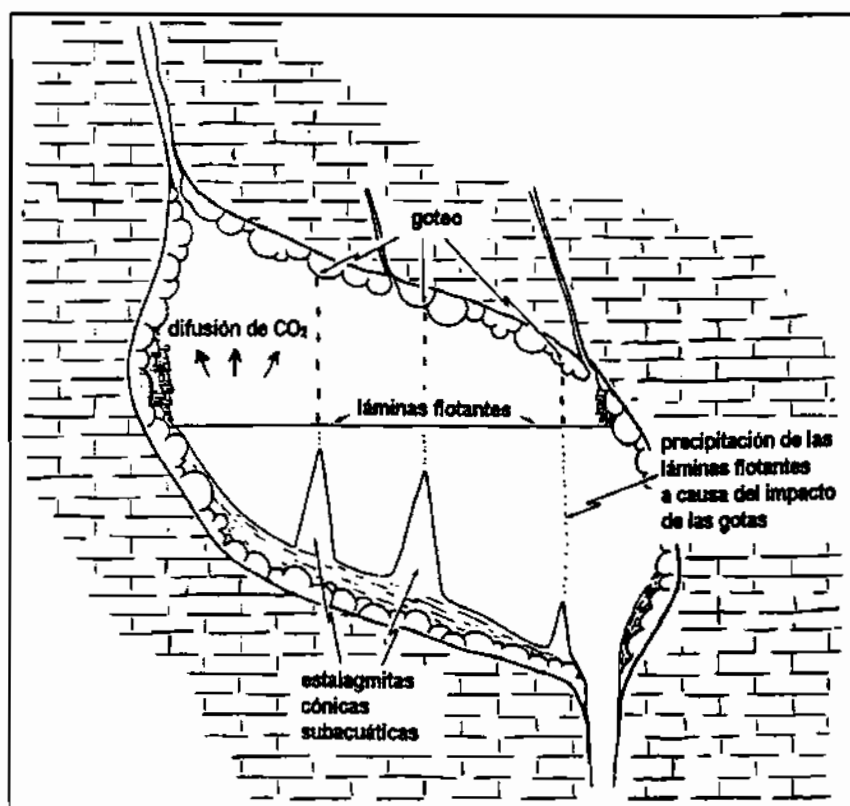


Las láminas flotantes resultan fragmentadas con facilidad por el goteo o cualquier otra perturbación mecánica que afecte a la superficie de las aguas subterráneas. Estos fragmentos de láminas flotantes se acumulan en el fondo de los lagos, experimentando entonces importantes procesos neomórficos degradantes conectados con la actividad de micro-organismos (POMAR *et al.*, 1976). Eventualmente, fragmentos de láminas flotantes pueden ir quedando incorporadas tanto en los revestimientos subacuáticos

antes descritos, como en las bandas de nivel o estalactitas globulares de las que luego trataremos.

Estalagmitas cónicas subacuáticas. En lugares donde se dan goteos relativamente regulares, que perturban la superficie de los lagos subterráneos, pueden producirse acumulaciones de láminas flotantes que originan unos curiosos espeleotemas subacuáticos: son los *cave cones* de la bibliografía en lengua inglesa (HILL & FORTI, 1997). Se trata de formaciones con apariencia de estalagmita, pero que presentan una morfología cónica muy regular con el ápice por lo general bastante aguzado (FORTI & UTILI, 1984); su génesis tiene lugar en condiciones subacuáticas pero estrechamente ligada a la interfase agua-aire, que es donde se produce la cristalización de las láminas flotantes. El ulterior hundimiento de estas láminas a causa de los goteos y su rápida cementación en condiciones subacuáticas, producen estos singulares depósitos en los que predomina la acreción vertical (Figura 91).

Figura 91:
Las estalagmitas
cónicas subacuáticas
y su mecanismo
genético; según
FORTI & UTILI
(1984), modificado.



En Mallorca este tipo de espeleotemas sólo se ha reportado en la renombrada Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (GINÉS & GINÉS, 1974;

GINÉS, 1995a), donde se encuentran algunos espectaculares conjuntos de estalagmitas cónicas subacuáticas, relacionadas con paleoniveles marinos de edad como mínimo Eutirreniense. La mineralogía de estos espeleotemas freáticos es aragonítica, al igual que también lo son unas gruesas acumulaciones pavimentarias de antiguas láminas flotantes existentes en algunas salas de la misma cavidad (HADES, 1985).

Bandas de nivel. Las formas que genéricamente han sido agrupadas bajo este término son las que resultan de mayor interés, en razón de su condición de indicadores de la posición del plano de las aguas freáticas en el momento de la deposición del espeleotema. La variedad de morfologías es grande, yendo desde bandas o fajas horizontales de revestimientos subacuáticos parietales, hasta especímenes más sofisticados a los que nos referiremos más adelante; el repertorio de las tipologías más destacables puede consultarse de nuevo en la Tabla 26.

En el caso más sencillo, estas bandas de nivel representan simplemente el límite horizontal a partir del cual se extingue hacia arriba un determinado revestimiento en correspondencia, como ya se ha indicado, con el límite superior ocupado por las aguas subterráneas. En otras ocasiones nos encontramos no ya con la franja de extinción de un recubrimiento, sino con un cambio de su textura o coloración —también del todo horizontal—, el cual es indicativo de la presencia de diversas generaciones superpuestas de revestimientos de espeleotemas freáticos.

Pero sin duda, los espeleotemas más conspicuos dentro de las bandas de nivel parietales están constituidos por fajas abultadas de depósitos cristalinos (Figura 92 c), dispuestas horizontalmente a lo largo de las paredes de la cavidad o alrededor de otro tipo de soportes (por ejemplo estalagmitas). Esta tipología de espeleotemas freáticos es el resultado de la deposición de carbonatos en la interfase agua-aire, como consecuencia de los procesos de difusión del CO₂ que suceden en la franja más superficial de los lagos subterráneos. La morfología abultada está relacionada con el carácter fluctuante del plano de las aguas (mareas,

oscilaciones barométricas...), que ocasiona una mayor precipitación en el nivel estadísticamente más frecuente de la superficie de estos lagos hipogeos (Figura 92, a y b1); es decir, la zona de máximo grosor del espeleotema se corresponderá con el nivel marino medio que ha controlado la deposición del espeleotema.

Este tipo particular de cristalizaciones freáticas fue descrito en detalle hace algunos años (POMAR *et al.*, 1979), acuñando en aquel momento el término *espeleotema epiacuático* para hacer referencia a aquellas cristalizaciones carbonatadas exclusivamente circunscritas a la franja superficial de las aguas freáticas, y cuya morfología viene condicionada por el rango de fluctuación del plano de las aguas como ya se ha indicado. En estas páginas procuraremos no emplear en exceso ese término, prefiriendo aludir siempre a conceptos menos restringidos como —por ejemplo, simplemente— el de espeleotema freático en abstracto. Esta actitud pretende evitar confusiones terminológicas, que pudieran hacer pensar en los espeleotemas epiacuáticos como depósitos del todo diferenciados con respecto de las cristalizaciones freáticas en general. Por otra parte debe tenerse presente el hecho de que es muy frecuente observar revestimientos subacuáticos, más o menos extensivos, los cuales presentan un fuerte abultamiento en las proximidades del plano de las aguas que los ha generado, como consecuencia de una mayor tasa de precipitación en las inmediaciones de la superficie hídrica. Nos encontramos, pues, con todo tipo de formas de transición entre los revestimientos subacuáticos en el sentido amplio, y los espeleotemas epiacuáticos en el sentido que fueron descritos por POMAR *et al.* (1979). En consecuencia, parece inadecuado insistir en la utilización del citado término ya que la precipitación de los espeleotemas freáticos por lo general no se circunscribe a la interfase agua-aire, sino que puede ser activa, en las cavidades observadas, a profundidades de al menos unos pocos metros.

Morfológicamente similares a las fajas abultadas a las que se ha aludido más arriba, los depósitos freáticos asociados al plano de las aguas pueden configurar a modo de repisas o aceras, que registran también

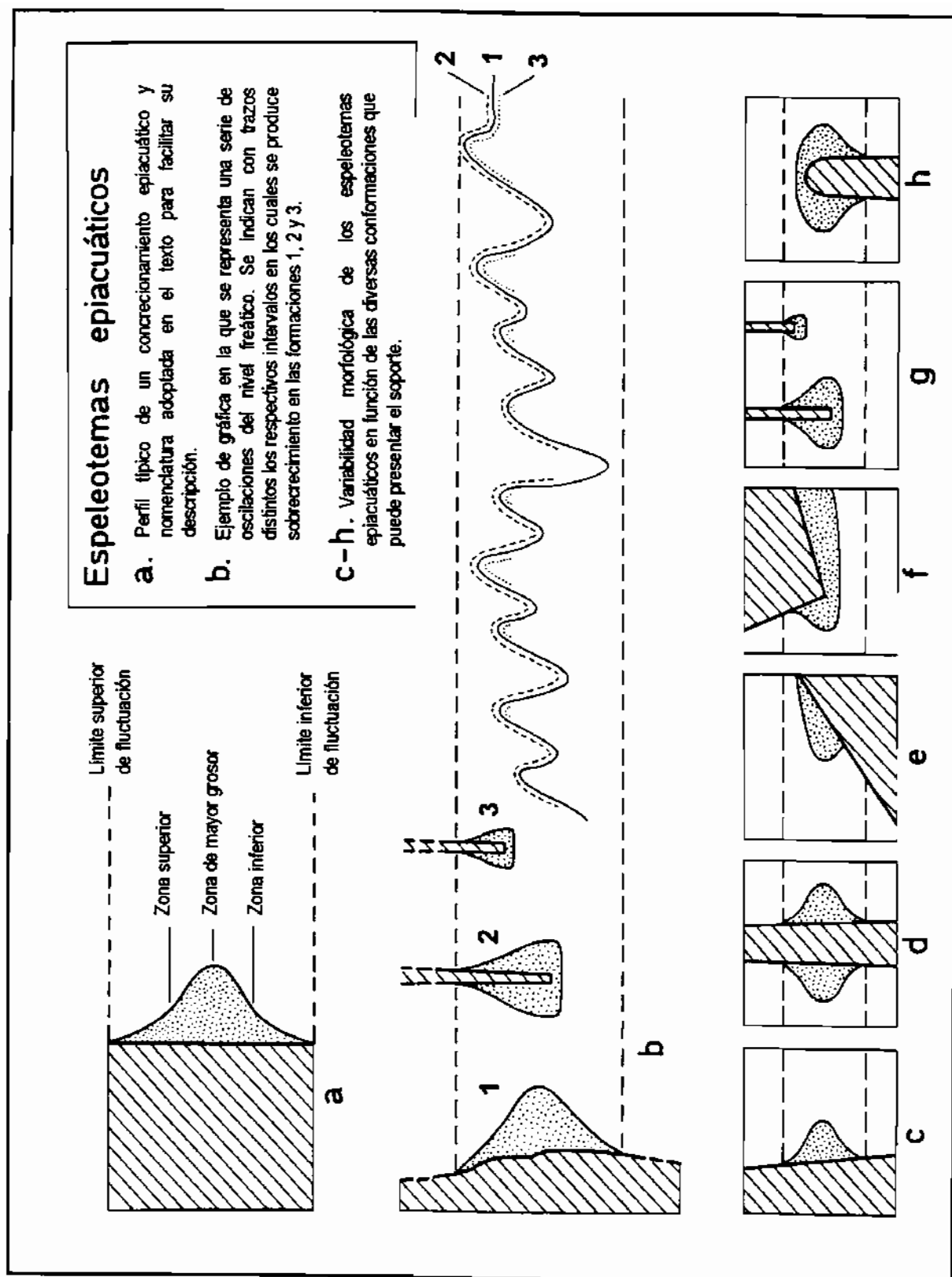


Figura 92: Diversidad morfológica de los espeleotemas asociados a la superficie de las aguas freáticas.

La morfología de estas cristalizaciones viene condicionada por el rango de fluctuación del plano de las aguas, así como por la disposición espacial del elemento que actúa a modo de soporte.

antiguos niveles de inundación de las cavidades subterráneas. Un ejemplo muy espectacular de una banda de nivel de esta tipología, está representado por la abrupta cornisa horizontal que contornea el "lago de los cirios" de la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (GINÉS & GINÉS, 1974; HADES, 1985). La participación de acumulaciones de calcita flotante en la generación de esta morfología parece muy importante; este fenómeno es también extensivo a todas las variedades de bandas de nivel de cristalizaciones freáticas, en las cuales es habitual la presencia de fragmentos de láminas flotantes incluidos en las zonas subverticales de estos espeleotemas.

Aunque sean de apariencia muy diferente, las *estalactitas con revestimientos globulares* son asimilables morfológica y genéticamente a las fajas abultadas antes descritas. La única diferencia entre ambas tipologías radica en el carácter del soporte afectado por el revestimiento —una estalactita— circunstancia que condiciona del todo la apariencia del espeleotema (Figura 92 g). En esta tipología, el cuello de la estalactita —allí donde se extingue el revestimiento subacuático— delimita el límite superior del rango de fluctuación de la superficie del lago subterráneo, pudiendo presentar una zona más abultada correspondiente asimismo al nivel más frecuente de las aguas freáticas.

Las características del soporte controlan totalmente la morfología de las distintas variedades de bandas de nivel. Una simple distinción viene dada según la deposición cristalina tenga lugar a lo largo de las paredes de la cavidad constituyendo una faja parietal de espeleotemas freáticos, o bien si ocurre sobre una estalagmita formando un depósito anular alrededor de ella o, finalmente, sucede sobre estalactitas originando los especímenes con revestimientos globulares ya citados. La Figura 92 (letras c - h) recoge un repertorio ideal de posibles incidencias del carácter del soporte en la morfología de los espeleotemas epiacuáticos, repertorio que es extrapolable a la mayoría de bandas de nivel de cristalizaciones freáticas.

Una última tipología sobre la cual conviene extenderse un poco es la que, en la Tabla 26, aparece recogida como *estalactitas globulares de*

base plana, las cuales pueden presentar apariencias similares a las *cave trays* de la literatura internacional (HILL & FORTI, 1997). En nuestro caso, la explicación genética a las peculiaridades morfológicas de esta tipología radica de nuevo en las características del soporte que sirve de sustento al sobrecrecimiento freático. En la Figura 92 (b, 2 y 3) se puede observar cómo esta variedad que nos ocupa está asociada con la presencia de estalactitas aéreas pre-existentes, que penetran por debajo de la superficie hídrica pero sin abarcar la totalidad del rango de fluctuación del plano de las aguas. Tomando como ejemplo la estalactita nº 3 de dicha Figura 92, podremos observar que el revestimiento freático se irá produciendo siempre que el plano de las aguas se halle situado entre el límite superior de fluctuación y el extremo inferior del soporte (línea de puntos); tan pronto el plano de las aguas se sitúe por debajo del ápice inferior de la estalactita, el sobrecrecimiento freático pasará de una tasa de precipitación elevada, cercana al nivel medio de las aguas freáticas, a una tasa cero relacionada con la falta de soporte sobre el que materializarse la deposición cristalina. Esta ruptura dramática en la tasa de precipitación, ocasionada por la posición relativa del plano de las aguas y del soporte disponible para el sobrecrecimiento freático, es la causante de curiosas estalactitas globulares de base plana, allí donde dichas estalactitas penetran sólo someramente la superficie de estos lagos subterráneos.

6.3.4. Los espeleotemas freáticos de las localidades estudiadas

Se procederá ahora a dar cumplida cuenta de las cavidades del área en estudio en las cuales se ha determinado la localización de espeleotemas freáticos, aportando también datos sobre los paleoniveles marinos registrados en cada localidad y sobre las muestras que en cada caso han sido objeto de datación isotópica. En este aspecto, se han investigado un total de 15 cuevas cuya localización aproximada aparece recogida en el mapa de la Figura 93. Las cavidades localizadas en la región kárstica de las Serres de Llevant se encuentran excavadas en materiales carbonatados

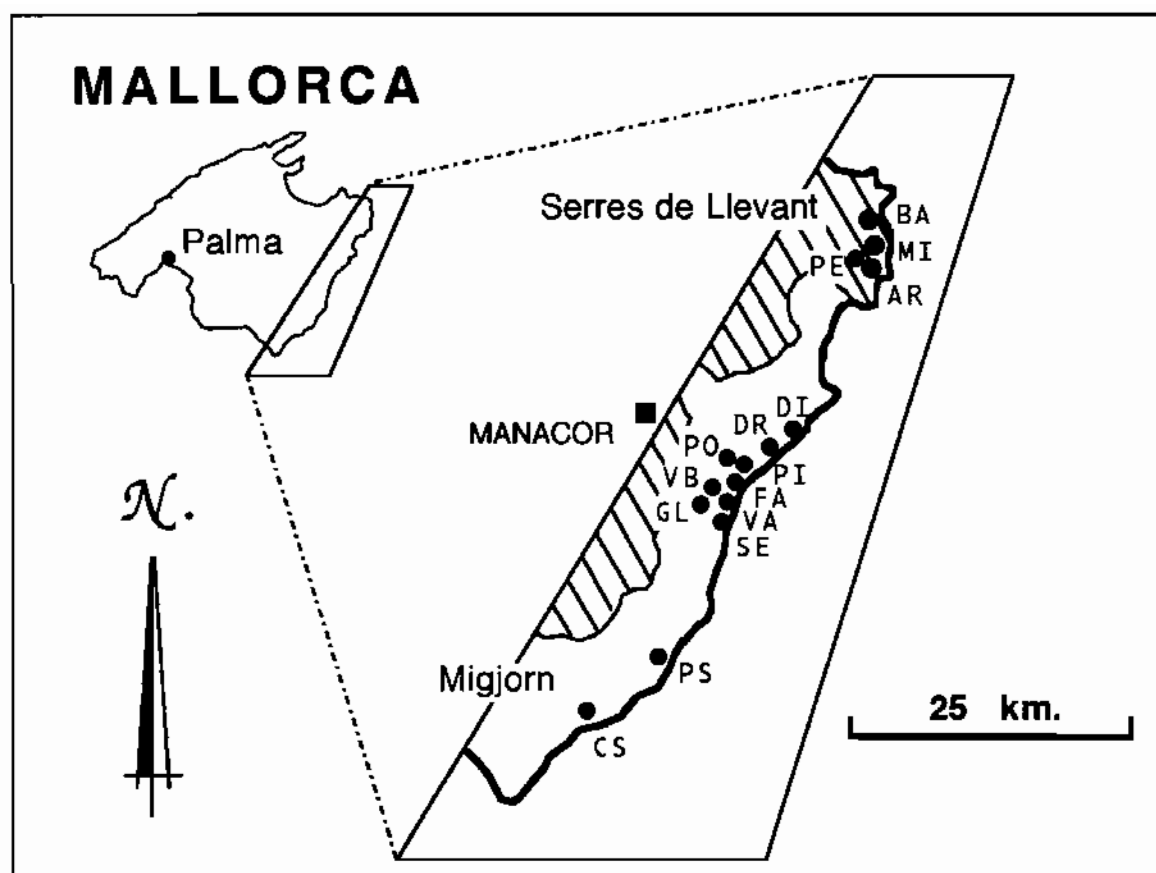


Figura 93: Mapa de localización de las cuevas con espeleotemas freáticos investigadas.

BA: Cova de na Barxa; **MI:** Cova de na Mitjana; **PE:** Coves Petites; **AR:** Coves d'Artà; todas situadas en el municipio de Capdepera.

DI: Cova del Dimoni; **DR:** Coves del Drac; **PI:** Coves del Pirata; **PO:** Cova des Pont; **FA:** Cova de Cala Falcó; **VA:** Cova de Cala Varques A; **VB:** Cova de Cala Varques B; **SE:** Cova des Serral; **GL:** Cova de sa Gleda; todas ellas en el término municipal de Manacor.

PS: Cova den Passol (Felanitx); **CS:** Cova des Drac de Cala Santanyi (Santanyi).

mesozoicos, estructurados durante la orogenia alpina; dichas localidades son las siguientes: Cova de na Barxa, Cova de na Mitjana, Coves Petites y Coves d'Artà. El resto de cavidades están enclavadas en los materiales calcareníticos post-orogénicos del Mioceno Superior, que integran la orla costera del Sur y Levante de Mallorca.

Las localidades estudiadas. A continuación nos detendremos en cada una de las cavidades investigadas, detallando algunas informaciones sobre la

localización y características de los espeleotemas muestreados para su ulterior datación. Para facilitar la consulta de las informaciones que se aportarán, en la Tabla 27 se han recopilado los datos básicos sobre las localidades visitadas, expresando los paleoniveles de espeleotemas freáticos representados en cada una de ellas, indicando asimismo la nomenclatura de las muestras analizadas. Hay que dejar constancia de que en la mayoría de las cuevas estudiadas está presente un nivel de cristalizaciones freáticas, situado en el presente rango de fluctuación de las aguas subterráneas; dicho nivel —presumiblemente subactual— no ha sido muestreado más que en una localidad (Cova de Cala Varques A) con la intención de corroborar su presunta cronología postglacial.

— **Cova de na Barxa** (Capdepera). Esta modesta caverna contiene un importante depósito fosilífero que constituye la localidad tipo de *Myotragus balearicus*, mamífero endémico del Pleistoceno de Mallorca y Menorca. Los materiales osíferos están fosilizados por dos coladas estalagmíticas aéreas cuya edad, obtenida por medio de las series de Uranio, comprende de 195 a 119 ka BP para la primera de ellas y es de 7,5 ka para la segunda (ANDREWS *et al.*, 1989). Se pueden distinguir dos depósitos osíferos con *M. balearicus*: el más antiguo forzosamente anterior a 195 ka, y el más moderno depositado entre los 119 y los 7,5 ka, situándose este último con claridad en el Pleistoceno Superior. Aparte de su interés paleontológico, esta cueva contiene un paleonivel de espeleotemas freáticos localizado a una cota de +2,4 m, que recubre tanto numerosas estalactitas como también buena parte de las paredes y pavimento del sector oriental de su sala principal. Han sido recogidas varias estalactitas dotadas de un grueso revestimiento carbonatado, que les da una morfología mamelonar; dichos espeleotemas pendían del techo que se extiende por encima del lago subterráneo, existente en la parte más interna de esta cueva (ver Figura 72).

Muestra BA-D3: sobrecrecimiento freático masivo sobre estalactita (cota: +2,4 m).

— **Cova de na Mitjana** (Capdepera). Se trata de una cavidad de pequeñas dimensiones, pero de una belleza fuera de serie, en la que existe un espectacular conjunto de enormes estalactitas de aspecto bulboso. Estos

espeleotemas freáticos registran un claro paleonivel marino situado en torno a los 6 metros s.n.m. (GINÉS *et al.*, 1975). A pesar de su aparente homogeneidad morfológica, parece posible reconocer la existencia de tres bandas de nivel distintas localizadas a diferentes alturas (+3,9; +4,9; y +5,8 m), de las que se han datado muestras correspondientes a cada una de ellas. Esta cueva es destacable también por las morfologías y sedimentos relacionados con su captura por parte de la erosión litoral, entre los que se cuenta la presencia de una pequeña playa hipogea cuyas arenas se encuentran parcialmente fosilizadas por coladas (Figura 41).

Muestra MI-D1a: parte externa del sobrecrecimiento freático de cota +3,9 metros.

Muestra MI-D1b: parte interna del mismo sobrecrecimiento de la muestra anterior.

Muestra MI-D2: sobrecrecimiento freático de cota +4,9 metros.

Muestra MI-D3: sobrecrecimiento freático de cota +5,8 metros.

Muestra Mitj7a: parte externa del sobrecrecimiento freático de cota +3,9 metros.

Muestra Mitj7b: parte interna del mismo sobrecrecimiento de la muestra anterior.

— **Coves Petites** (Capdepera). Pequeña cueva cercana a las famosas Coves d'Artà, que alberga una espectacular decoración de gruesos pilares estalagmíticos (Figura 36). Se han reconocido hasta cuatro paleoniveles freáticos a altitudes que oscilan entre +30 y +46 metros s.n.m., que aparecen representados en forma de grandes estalactitas bulbosas y, asimismo, como amplias bandas de nivel localizadas en la sala inferior de la cueva (GINÉS, 1973). Se recogió una muestra de cada tipo.

Muestra Peti5: grueso sobrecrecimiento freático alrededor del extremo de una estalactita (cota: +40 m).

Muestra Peti6: banda de nivel prominente que se extiende a lo largo de las paredes de la sala inferior (cota: +30 m).

— **Coves d'Artà o de s'Ermita** (Capdepera). La visita de esta archiconocida cueva turística, permitió la observación de un mínimo de seis paleoniveles de cristalizaciones freáticas en las salas siguientes, y a las alturas que se señalan: Sala de las Banderas (+32 m), el Teatro (+30 m), el Baptisterio (+27 y +25 m) y el Infierno (+24 y +23 m). Se trata en general de gruesas y abultadas bandas de nivel que son discernibles en las paredes de la cueva —sobre todo en la bajada al Infierno— así como sobre columnas y/o estalagmitas —es el caso de la pila bautismal que da nombre al

<i>localidad</i>	<i>municipio</i>	<i>coordenadas UTM</i>	<i>paleoniveles presentes</i>	<i>muestras datadas</i>	<i>ubicación del paleonivel</i>
Cova de na Barxa	Capdepera	539.300 4.392.960 7	+ 2,4 m.	BA-D3	lago principal
Cova de na Mitjana	Capdepera	539.010 4.390.710 8	+ 5,8 m. + 4,9 m. + 3,9 m.	MI-D3 MI-D2 MI-D1 Mitj7	sala principal (corredor de acceso)
Coves Petites	Capdepera	538.405 4.390.180 40	+ 46 m. + 40 m. + 31 m. + 30 m.	Peti5 Peti6	sala principal " " sala inferior " "
Coves d'Artà (o de s'Ermita)	Capdepera	538.770 4.389.880 45	+ 32 m. + 30 m. + 27 m. + 25 m. + 24 m. + 23 m.		Sala de las Banderas Teatro Baptisterio " Infierno "
Cova del Dimoni	Manacor	530.025 4.377.355 3	+ 2,5 m. + 1,3 m.	DI-D1 DI-D3	sala principal " "
Coves del Drac	Manacor	528.430 4.376.485 27	+ 7,5 m. + 4,5 m. + 3,3 m. + 2,4 m. + 1,2 m.	DR-D4	Sala de la Palmera Llac Negre " " " " Cova dels Francesos
Coves del Pirata	Manacor	525.880 4.373.310 32	+ 2,1 m.	PI-D1	lagos meridionales
Cova des Pont	Manacor	525.590 4.373.360 33	+ 2,1 m.	Pont9	Llac Victòria
Cova de Cala Falcó	Manacor	525.890 4.372.950 1	+ 1,9 m.	FA-D3-4	sala septentrional
Cova de Cala Varques A	Manacor	525.550 4.372.450 2	± 0 m.	Var1	sala principal
Cova de Cala Varques B	Manacor	525.500 4.372.500 7	+ 1,4 m. - 13,5 m. - 14 m. - 16,5 m. - 21 m.	VB-D1 VB-D2 VB-D3 VB-D5	sala principal galerías subacuáticas " " " " " "
Cova des Serral	Manacor	525.095 4.371.690 31	+ 1,5 m.	Serr10 SE-D2	lago sud-oriental
Cova de sa Gleda	Manacor	523.805 4.372.315 36	- 1,5 m. - 14 m. - 15 m. - 16 m. - 17,5 m.	GL-D4 GL-D2 GL-D1 GL-D5 GL-D3	galerías subacuáticas " " " " " " " "
Cova den Passol	Felanitx	521.340 4.360.415 22	- 8 m. - 10,5 m. - 12 m. - 13,5 m. - 15,5 m. - 18 m. - 23 m.	PS-D1 PS-D2 PS-D3 PS-D4 PS-D7 PS-D5 PS-D6	Sifó des Somnis " " " Sifó des Crancs Sifó des Somnis " " " " " " " " "
Cova des Drac de Cala Santanyí	Santanyí	512.830 4.353.625 15	- 13,5 m. - 15 m. - 17 m. - 19 m.	CS-D1 CS-D2 CS-D3 CS-D4	galerías subacuáticas " " " " " "

Tabla 27: Paleoniveles de espeleotemas freáticos observados en las cavidades estudiadas.

Se incluyen datos diversos sobre las localidades, indicándose asimismo aquellos paleoniveles de los cuales se ha efectuado datación isotópica.

Baptisterio—. En otras salas (el Teatro) se observan también revestimientos freáticos redondeados que afectan a numerosas estalactitas.

De esta caverna no se ha tomado ninguna muestra para su datación, hecho que se debe sólo de forma parcial a razones conservacionistas ligadas al carácter turístico de la cavidad. Como se verá más adelante, las relaciones isotópicas medidas en las muestras de las vecinas Coves Petites se sitúan ya en los límites de resolución del método Th/U; esta situación presumiblemente es extensiva a las Coves d'Artà en función de la altimetría de los paleoniveles detectados, que es siempre superior a los 23 metros sobre el nivel marino actual. La presunta edad atribuible a estos depósitos —la cual puede remontarse al estadio isotópico 9 o anteriores— ha desaconsejado la datación de muestras de esta localidad ante la poca certeza de obtener resultados clarificadores, que vayan más allá de la mera confirmación de la pertenencia de estos espeleotemas a algún paleonivel marino del Pleistoceno Medio como mínimo.

— **Cova del Dimoni** (Manacor). En esta interesante cavidad, que se encuentra ya capturada por la erosión litoral (ver Figura 75), abundan los depósitos freáticos carbonatados, algunos de ellos constituidos por finas agujas de aragonito. Concretamente se han analizado diversos de estos espeleotemas aragoníticos, que delimitan un claro paleonivel marino ubicado a una altura de +2,5 metros s.n.m.

Además del citado paleonivel se ha podido observar otro, a una altitud de +1,3 metros, cuyas muestras no han podido ser datadas al presentar relaciones isotópicas poco favorables ligadas a procesos de recristalización. Este paleonivel parece ser cronológicamente más antiguo ya que se encuentra recubierto de restos de cristalizaciones freáticas de aragonito, previsiblemente relacionables con el nivel de +2,5 metros que ha sido datado.

Muestra DI-D1-1: parte externa de un recubrimiento freático parietal de textura acicular (cota: +2,5 m).

Muestra DI-D1-2: parte interna del mismo revestimiento freático (cota: +2,5 m).

Muestra DI-D3: sobrecrecimiento freático aragonítico de morfología bulbosa y superficie lisa, afectando a una estalactita (cota: +2,5 m).

— **Coves del Drac** (Manacor). Desde la óptica de su morfogénesis, esta famosa y extensa cueva turística constituye un ejemplo paradigmático del endokarst de la región kárstica del Migjorn mallorquín (GINÉS & GINÉS, 1992); sus diversas salas contienen al menos cinco paleoniveles de espeleotemas freáticos dispuestos a las altitudes siguientes: +7,5; +4,5; +3,3; +2,4; y +1,2 metros. La mayoría de los paleoniveles están bien representados en la zona no turística de la caverna (Cova Negra, Sala de la Palmera), mientras que en el sector visitable destacan tanto el sobrecrecimiento correspondiente al actual rango de fluctuación de los lagos, como un paleonivel a una altura de +1,2 metros.

Sólo ha sido posible datar el nivel de +3,3 metros s.n.m., ya que el resto de las muestras obtenidas constituirían sistemas abiertos desde el punto de vista isotópico. La muestra analizada procede de las inmediaciones del Llac Negre (ver topografía en GINÉS & GINÉS, 1992), estando constituida por una estalactita provista de un revestimiento freático aragonítico de morfología exterior redondeada y lisa.

Muestra DR-D4: Revestimiento freático de aragonito sobre estalactita (cota: +3,3 m).

— **Coves del Pirata** (Manacor). Se trata de una caverna destacable, ricamente adornada por una amplia variedad de espeleotemas, y que exhibe las características morfológicas típicas de la endokarstificación en las calcarenitas del Mioceno Superior post-orogénico de la isla (Figura 43). A finales del siglo pasado fue acondicionada para su visita turística, pero no se encuentra abierta al público en la actualidad. En las proximidades de los lagos de esta destacable gruta se reconoce una banda de cristalizaciones subacuáticas, que delimitan un claro paleonivel de inundación. Algunas estalactitas provistas de un delgado sobrecrecimiento freático fueron recolectadas para su datación, las cuales registran un paleonivel marino situado a una cota de +2,1 metros. Estas estalactitas de formas redondeadas

abundan en las inmediaciones de los lagos que circundan el sector meridional de esta cueva (GINÉS & GINÉS, 1976).

Muestra PI-D1: revestimiento freático rugoso alrededor de estalactita (cota: +2,1 m).

— **Cova des Pont** (Manacor). Esta extensa cavidad vecina a las Coves del Pirata — y con la cual se encuentra comunicada subacuáticamente — se abre al exterior por medio de un espectacular hundimiento (Figura 37), dotado con un puente de piedra que da nombre a la localidad, cuya finalidad reside en facilitar el acceso al interior. Procedentes del techo de una de sus salas, se recogió un grupo de pequeñas estalactitas y helictitas cubiertas por cristalizaciones subacuáticas de calcita, que forman un revestimiento de tan sólo unos centímetros de grosor. Las estalactitas muestreadas registran un antiguo nivel de las aguas freáticas que está situado 2,1 metros por encima del lago denominado Llac Victòria (TRIAS & MIR, 1977).

Muestra Pont9: estalactita con revestimiento freático rugoso (cota: +2,1 m).

— **Cova de Cala Falcó** (Manacor). La entrada marina de la cueva permite acceder a un conjunto modesto de salas, ocupadas parcialmente por pequeños lagos subterráneos (TRIAS & MIR, 1977). A una altura de +1,9 metros s.n.m. se recolectaron diversas prominencias rocosas dotadas de un revestimiento freático de aproximadamente un centímetro de grosor máximo. En este caso el sobrecrecimiento freático no ha ocurrido sobre un soporte prominente constituido por un espeleotema aéreo, sino que tiene lugar alrededor de proyecciones rocosas relacionadas con la peculiar litología del complejo arrecifal del Mioceno Superior, donde se halla excavada la cavidad. Las muestras fueron obtenidas en los alrededores de los pequeños lagos periféricos existentes en la zona septentrional de la cueva (consultar la topografía recogida en la Figura 77).

Muestra FA-D3-4: fino sobrecrecimiento freático desarrollado sobre prominencia rocosa (cota: +1,9 m).

— **Cova de Cala Varques A** (Manacor). Sumergida en un lago salobre de la sala principal de esta cueva (TRIAS & MIR, 1977; GRÀCIA *et al.*, 2000), se extrajo un fragmento de una columna rota cuyo extremo superior presentaba un grueso sobrecrecimiento subacuático de calcita, generado en el actual

rango de fluctuación del plano de las aguas freáticas (ver descripción de la muestra en POMAR *et al.*, 1979). Se individualizaron tres muestras, una de ellas correspondiente al espeleotema aéreo que sirve de soporte al revestimiento freático.

Muestra Var1a: parte exterior del sobrecrecimiento freático (cota: ± 0 m).

Muestra Var1b: parte interior del sobrecrecimiento freático (cota: ± 0 m).

Muestra Var1c: núcleo integrado por una formación estalagmítica depositada durante un episodio de descenso del nivel freático.

— **Cova de Cala Varques B** (Manacor). Procedentes de esta cavidad, se han analizado diversas cortas estalactitas recubiertas por un sobrecrecimiento freático centimétrico. Las estalactitas fueron recolectadas a +1,4 metros en las inmediaciones del lago que ocupa la cavidad de Norte a Sur, en el sector más próximo a la entrada de la caverna (TRIAS & MIR, 1977). En las importantes extensiones subacuáticas de esta cueva, que han sido exploradas recientemente (GRÀCIA *et al.*, 2000), se han detectado varios paleoniveles de espeleotemas freáticos a profundidades que oscilan entre -13,5 y -21 metros; algunos de ellos han sufrido intensos procesos postdeposicionales de disolución y por lo tanto no ha sido posible datarlos.

Muestra VB-D1-2: parte interna de sobrecrecimiento freático sobre pequeña estalactita (cota: +1,4 m).

Muestra VB-D2: sobrecrecimiento freático alrededor de estalactita (cota: +1,4 m).

Muestra VB-D3: revestimiento freático sobre estalactita (cota: -14 m).

Muestra VB-D5: revestimiento freático sobre estalactita (cota: -16,5 m).

— **Cova des Serral** (Manacor). La presente localidad consta de una gran sala, abierta a la superficie mediante un amplio hundimiento de la bóveda (Figura 57). Cerca de los lagos que contornean su pared oriental se recolectó un fragmento de una abultada banda de cristalizaciones freáticas, situada a +1,5 metros s.n.m. Se ha muestreado tanto la zona exterior como la interna de esta abultada faja horizontal, constituida por delicadas proyecciones en las que es observable, a simple vista, el hábito de los cristales de calcita que las componen.

Muestra Serr10: parte externa de una abultada banda de nivel de espeleotemas freáticos (cota: +1,5 m).

Muestra SE-D2: parte interna de la mencionada banda de nivel (cota: +1,5 m).

— **Cova de sa Gleda** (Manacor). La sala principal de esta cavidad se abre al exterior en forma de un espectacular hundimiento de su bóveda (FORNÓS *et al.*, 1989b), el cual interesa en particular los materiales del Complejo Terminal (Messiniense) que cierra la secuencia del Mioceno post-orogénico de Mallorca. La exploración, todavía en curso, de extensas galerías subacuáticas ha llevado a la detección y muestreo de cinco paleoniveles negativos de espeleotemas freáticos, situados entre las cotas -1,5 y -17,5 metros bajo el actual nivel del mar.

Muestra GL-D1: potente revestimiento freático macrocristalino, desarrollado sobre una delgada estalactita (cota: -15 m).

Muestra GL-D2: sobrecrecimiento freático macrocristalino sobre estalactita (cota: -14 m).

Muestra GL-D3: delicado revestimiento freático macrocristalino sobre estalactita (cota: -17,5 m).

Muestra GL-D4: sobrecrecimiento freático macrocristalino sobre estalactita (cota: -1,5 m).

Muestra GL-D5: potente revestimiento freático a base de delicadas proyecciones macrocristalinas, desarrolladas sobre una estalactita (cota: -16 m).

— **Cova den Passol** (Felanitx). Se trata de una cavidad típica del Migjorn de Mallorca, que cuenta con importantes continuaciones subacuáticas exploradas y topografiadas hace pocos años (GRÀCIA *et al.*, 1998a). Se han consignado un total de siete paleoniveles de cristalizaciones freáticas, situados a profundidades de entre -8 y -23 metros bajo el presente nivel marino. La mayoría de cristalizaciones han sido recolectadas en el Sifó des Somnis, mientras tan sólo una de las muestras procede del Sifó des Crancs.

Muestra PS-D1: revestimiento freático rugoso sobre estalactita (cota: -8 m).

Muestra PS-D2: revestimiento freático rugoso sobre estalactita (cota: -10,5 m).

Muestra PS-D3: revestimiento freático de aspecto coraloide sobre finas estalactitas (cota: -12 m).

Muestra PS-D4: revestimiento freático arborescente sobre estalactita, incorporando abundantes sedimentos arcillosos en sus zonas subverticales (cota: -13,5 m).

Muestra PS-D5: revestimiento freático sobre estalactita, de superficie angulosa y con cristales milimétricos muy bien formados (cota: -18 m).

Muestra PS-D6: revestimiento freático de aspecto botrioidal desarrollado sobre estalactita (cota: -23 m).

Muestra PS-D7: revestimiento freático macrocristalino sobre pequeña estalactita (cota: -15,5 m).

— **Cova des Drac de Cala Santanyí** (Santanyí). Esta pequeña cavidad, conocida de antiguo, ha alcanzado una nueva dimensión tras las importantes exploraciones subacuáticas efectuadas en los últimos años (GRÀCIA *et al.*, 1998b). En sus galerías inundadas se han observado cuatro paleoniveles de espeleotemas freáticos a profundidades de -13,5 a -19 metros por debajo de la actual cota ± 0 , de los que se han recogido las muestras pertinentes para su eventual datación.

Muestra CS-D1: revestimiento freático coraloide sobre estalactita (cota: -13,5 m).

Muestra CS-D2: revestimiento freático coraloide sobre estalactita (cota: -15 m).

Muestra CS-D3: revestimiento freático sobre estalactita, de superficie angulosa con cristales de orden milimétrico muy bien formados (cota: -17 m).

Muestra CS-D4: revestimiento freático de aspecto botrioidal sobre estalactita, con restos de láminas flotantes y depósitos arcillosos en sus zonas subverticales (cota: -19 m).

6.4. Métodos de estudio aplicados

La investigación de los espeleotemas freáticos, existentes en las cuevas costeras del levante de Mallorca, ha sido efectuada conforme a una metodología compleja la cual echa mano —como se verá— de diversas técnicas analíticas que podríamos considerar de vanguardia, en lo que atañe a su aplicación al estudio del karst costero y del Cuaternario de nuestra isla.

Tras la aplicación de una estrategia de muestreo, que también se describe ahora, se ha procedido al estudio mineralógico y cristalográfico de las muestras, realizándose por otra parte la datación absoluta por métodos radiométricos de los espeleotemas recolectados; en concreto las técnicas geocronológicas empleadas han sido las series de Uranio (Th/U) y las mediciones de ESR (Electron Spin Resonance). También se han llevado a cabo análisis de isótopos estables del Oxígeno y del Carbono, destinados a la consecución de datos paleoclimáticos.

De todas las técnicas aplicadas, la datación isotópica por el método Th/U representa la columna vertebral de estas investigaciones. Esta técnica es de contrastada fiabilidad para la determinación absoluta de la edad de los espeleotemas carbonatados (GASCOYNE, 1984; FORD & WILLIAMS, 1989; FORD, 1997), proporcionando una sólida base cronométrica para ubicar en ella los datos paleoambientales y de otros tipos que se consigan; el preciso encuadre temporal obtenido, podrá posibilitar la propuesta de una curva eustática detallada para los últimos 300 ka, válida para el Mediterráneo occidental.

Metodología del muestreo. Como norma general se han recolectado —para su eventual datación— estalactitas aéreas dotadas de revestimientos freáticos globulares, habida cuenta de la gran facilidad que

ofrecen para su muestreo; tan sólo en algunas pocas ocasiones se han muestreado sobrecrecimientos subacuáticos parietales. Los espeleotemas a datar han sido siempre recogidos lo más cerca posible del límite superior de la banda de nivel a la que pertenecen, de tal manera que sean indicativos de la altimetría máxima del nivel freático que delimitan. En este sentido se ha procurado trabajar siempre con muestras de estalactitas globulares en las cuales se distinguiese, y fuese susceptible de ser medido, el límite superior del rango de fluctuación de la superficie de las aguas (ver Figura 92). Cuando esto no ha sido factible, se ha procedido a muestrear el paleonivel freático lo más próximo al límite horizontal donde tiene lugar la extinción de un determinado revestimiento, obteniendo por lo tanto un dato altimétrico no en extremo exacto, pero que representa al menos una cota mínima atribuible a dicho paleonivel.

A la hora de establecer, de la forma más precisa y cómoda, la altimetría de los paleoniveles de espeleotemas freáticos registrados en las diversas localidades, se ha determinado siempre la altitud del límite superior del rango de fluctuación correspondiente a cada paleonivel concreto; de esta manera se ha obviado la imprecisión que podría conllevar la medición de la zona de mayor grosor del espeleotema, la cual en ocasiones no resulta demasiado evidente. Como origen de altitudes se ha tomado la superficie de los lagos de cada una de las cuevas visitadas, considerándolos éstos representativos del nivel medio marino actual. Esta determinación altimétrica se ha efectuado en cada localidad —siempre que ha sido posible— previa comprobación de que el nivel marino en el momento de la medición no difería de una cota ± 0 establecida en su día en el muelle de Portocristo, correspondiente a una jornada de referencia caracterizada por una situación atmosférica estable. Con esta metodología se obtiene una precisión altimétrica superior a la que se alcanzaría, por métodos topográficos, partiendo de elementos contenidos en la cartografía exterior a escala 1/5.000; en cualquier supuesto, pensamos que la cota atribuida a cada nivel de espeleotemas freáticos por término medio no debe diferir en más de 10 centímetros de su altimetría exacta.

En algunas localidades se han constatado y muestreado espeleotemas freáticos correspondientes a paleoniveles inferiores al actual nivel marino. Esto ha sido posible gracias exclusivamente a las importantes exploraciones subacuáticas realizadas por Francesc Gràcia y Bernat Clamor, que han suministrado para su datación muestras de cristalizaciones relacionadas con estabilizaciones negativas del Mediterráneo (GRÀCIA *et al.*, 1998a, 1998b). En el caso de las muestras subacuáticas, éstas han sido también recolectadas conforme a los criterios antes expuestos; su posición altimétrica ha sido cuantificada con los profundímetros usados en cada caso por el equipo de buceo y redondeada a 0,5 metros.

Observaciones sobre aspectos mineralógicos y cristalográficos. Estas cuestiones se han abordado empleando algunas de las técnicas habituales en este tipo de investigaciones: la difracción de rayos-X, la microscopía óptica mediante la elaboración de réplicas en acetato de las muestras, y la microscopía electrónica de barrido (SEM).

La mineralogía de las cristalizaciones freáticas ha sido determinada empleando la difracción de rayos-X, por medio de un dispositivo marca SIEMENS modelo D-5000, obteniendo datos semicuantitativos de las distintas especies minerales presentes. El muestreo de las distintas capas de crecimiento de los espeleotemas se realizó pulverizando de manera selectiva —usando una broca fina de sobremesa de eje flexible— las diferentes bandas observables macroscópicamente; estas bandas fueron numeradas de manera secuencial, asignando el número 1 a la capa más externa de cada espeleotema.

Los porcentajes de los distintos minerales, que integran una muestra, pueden ser calculados a partir de la altura de los picos de los difractogramas, método que proporciona resultados cuyos errores son considerables. Una manera más precisa para cuantificar los datos de difracción de rayos-X consiste en la evaluación de la intensidad total de los picos, la cual se

consigue procediendo a la medición de sus áreas (MILLIMAN, 1974); esta técnica permite una precisión mayor, siendo la utilizada en nuestras investigaciones. En lo relativo al contenido de magnesio (TUCKER, 1988), la calcita ocurre en dos formas: calcita cuya proporción de magnesio es inferior a 4 % moles de MgCO_3 (LMC = *Low Mg Calcite*) y calcita magnesiánica (HMC = *High Mg Calcite*), con valores superiores a 4 % moles aunque el rango más común comprende de 11 a 19 % moles de MgCO_3 . En las determinaciones mineralógicas semicuantitativas realizadas se han distinguido, para ofrecer mayor detalle, los siguientes intervalos en cuanto al contenido en Mg de la calcita: 0-4 %, 4-11 % y >11 %.

Las réplicas en acetato, para su observación a través del microscopio óptico, se elaboraron siguiendo una técnica similar a la propuesta por ADAMS *et al.* (1984). Los espeleotemas freáticos una vez seccionados, y convenientemente pulidos, fueron atacados con una disolución de HCl al 10 %. Después de enjuagar la muestra, y seca ésta, se roció la superficie a replicar con abundante acetona aplicándosele una hoja de acetato de un grosor inferior a 0,1 mm. Cuando el espécimen se ha secado y la réplica está del todo endurecida, se puede proceder a despegar ésta con cuidado y dejarla prensada, para que se aplane, hasta su ulterior examen microscópico.

Fragmentos selectos de las muestras fueron individualizados para su observación e interpretación con el microscopio electrónico de barrido (SEM). El dispositivo empleado fue un HITACHI modelo S530. Se capturaron abundantes imágenes, de las cuales se incluye una selección de las más ilustrativas en el anexo fotográfico.

Dataciones isotópicas Th/U. Esta técnica de datación absoluta se fundamenta en la cuantificación de las relaciones isotópicas que resultan de la desintegración radioactiva de la serie $^{238}\text{U} \rightarrow ^{236}\text{Pb}$ (Figura 94), basándose en concreto en el desequilibrio entre los isótopos ^{234}U y ^{230}Th

de la mencionada serie. Los aspectos teóricos y metodológicos de las técnicas de datación relacionadas con las series del Uranio pueden ser consultados en los pormenorizados trabajos de GASCOYNE (1984), GEYH & SCHLEICHER (1990), e IVANOVICH & HARMON (1982).

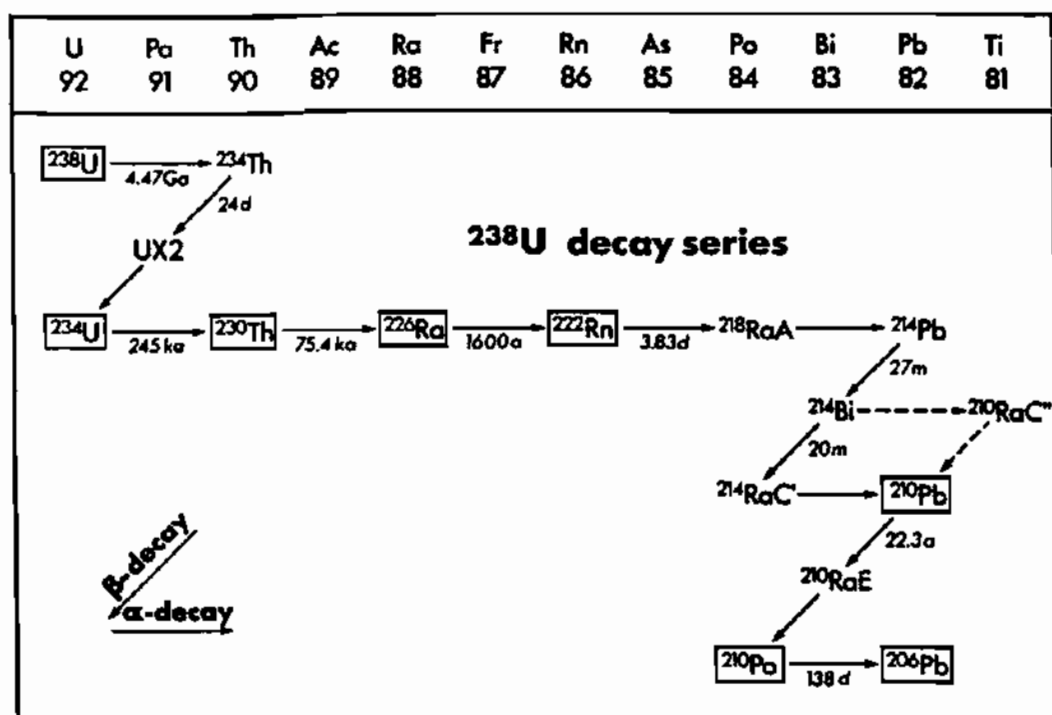


Figura 94: La serie de desintegración radioactiva del ^{238}U , según GEYH & SCHLEICHER (1990) modificada.

En la parte superior se indican los distintos elementos de la serie, junto con sus respectivos números atómicos. Los miembros de mayor importancia geocronológica están incluidos dentro de recuadros; las cifras expresadas bajo las flechas indican la duración de la semivida de cada isótopo.

La aplicación de este método necesita de una serie de requerimientos, que por lo general se suelen dar en los carbonatos depositados en cuevas:

- Presencia de una cantidad medible de Uranio en la muestra (>10 ppb, o mejor aún >1 ppm); la fuente primaria de este elemento es la meteorización de las rocas ígneas, con la consiguiente incorporación de los isótopos del Uranio al ciclo hidrológico y sedimentario.
- Ausencia de productos de desintegración del Uranio, concretamente de Th de origen alogénico, en el momento de la deposición de la muestra.

- Debe tratarse de un sistema cerrado desde el punto de vista geoquímico, en el cual no hayan tenido lugar intercambios químicos (recristalización...) después de la coprecipitación del carbonato de Calcio y las sales de Uranio.

Cuando una roca que contiene Uranio es meteorizada, una proporción alta de átomos de ^{234}U son movilizados junto con una cuantía relativa menor de ^{238}U y ^{235}U . Las tres especies citadas son oxidadas con

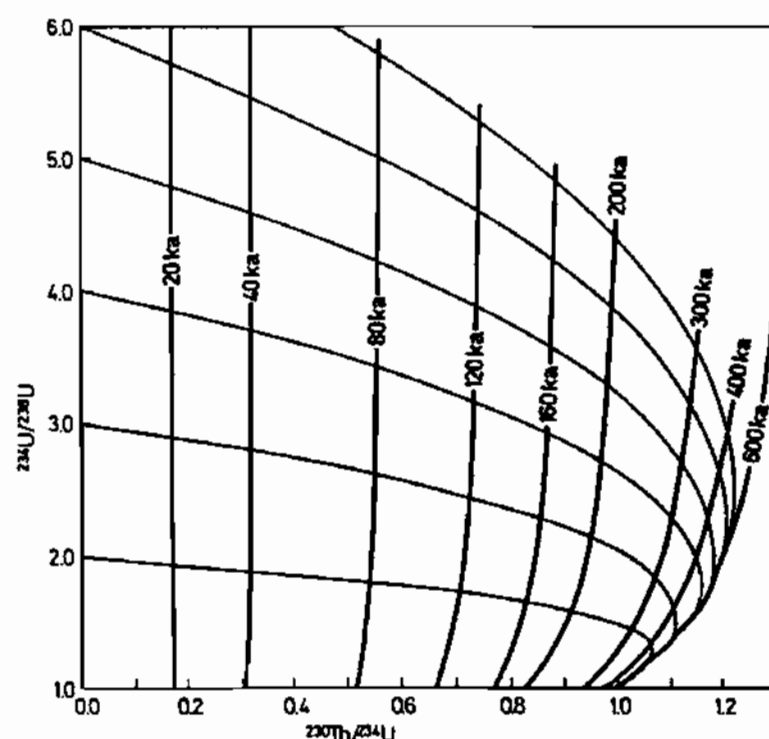


Figura 95:
Solución gráfica de la ecuación cronométrica sobre la que se basa el método de datación $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (según GEYH & SCHLEICHER, 1990, modificado). En condiciones ideales los espeleotemas se depositan con una relación inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ superior a 1, y una relación $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ de 0. Con el paso del tiempo, las relaciones isotópicas se desplazan hacia la derecha hasta alcanzar valores de $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ cercanos a la unidad, ya en el límite de aplicación del método.

facilidad, siendo transportadas en disolución por las aguas bicarbonáticas; con posterioridad dichas especies resultan coprecipitadas en los espeleotemas, junto con la calcita y/o el aragonito. Estos átomos de Uranio se desintegran por emisión de partículas α y β , resultando isótopos intermedios entre los que se cuenta el ^{230}Th (ver Figura 94). El método de datación principal de las series del Uranio se basa en la desintegración del exceso de ^{234}U el cual, mediante la emisión de partículas α , se transforma en ^{230}Th . En un sistema cerrado ideal, el ^{230}Th se acumula sólo como resultado de la descomposición radioactiva del ^{234}U , de tal manera que la relación isotópica $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ tiene valor cero en el momento de la formación

del espeleotema (Figura 95). La posible presencia de Torio no radiogénico es evaluada calculando la relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$, la cual debería ser >20 para poder descartar la existencia de contaminación de origen detrítico. El límite temporal para la aplicación fiable de la técnica $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ se sitúa en torno a los 350 ka.

El procedimiento analítico es muy complejo (GEYH & SCHLEICHER, 1990; IVANOVICH & HARMON, 1982; PAZZELLI, 1999) e incluye la separación de los complejos isotópicos del Uranio y del Torio presentes en los espeleotemas estudiados, y la medición de su actividad efectuada ya sea mediante conteo de desintegraciones alfa o por medio de espectrometría de masas. La preparación de las muestras se ha realizado de acuerdo a los procedimientos descritos por EDWARDS *et al.* (1986-87), para los análisis de espectrometría de masas, y por BISCHOFF *et al.* (1988) en lo relativo a la técnica de conteo de desintegraciones alfa. El equipamiento empleado para la medición de las composiciones isotópicas ha consistido en un espectrómetro alfa EG&G ORTEC 920-8, así como un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT262. La edad Th/U y la relación inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ han sido calculadas con el programa ISOPLOT, diseñado por LUDWIG (1994) para el proceso de datos de isótopos radiogénicos.

En los espeleotemas de antigüedad mayor a los 200 ka, las edades obtenidas pueden tener márgenes de error superiores al 10 %; no obstante, en la mayoría de las muestras los errores asociados a las edades calculadas suelen ser inferiores al 5 %, tal como puede observarse en las tablas incluidas en el subcapítulo 6.6. En dichas tablas los errores aparecen expresados indistintamente como 1σ ó 2σ , según se indica en cada caso.

Mediciones de ESR (Electron Spin Resonance). Se trata de una técnica geocronométrica bastante reciente, cuyas bases teóricas y metodológicas están ampliamente desarrolladas en GEYH & SCHLEICHER (1990), GRÜN (1985), y HENNIG & GRÜN (1983). Este sistema de datación absoluta tiene

su fundamento en el siguiente principio: la radiación ambiental —resultante tanto de la desintegración de los elementos radioactivos (emisión de partículas α , β y γ) como originada por la radiación de procedencia cósmica que llega a la superficie del planeta— actúa liberando electrones de sus posiciones iniciales en la estructura cristalina de un compuesto químico, produciendo así deficiencias en ella. Los electrones libres quedan atrapados en defectos del enrejado cristalino, en los cuales tiene lugar la acumulación de electrones extra; estos defectos de los cristales (o *trampas* de electrones) se van produciendo a una tasa proporcional a la radiación ambiental, hasta alcanzar un punto en que su ritmo de desintegración espontánea es igual a su tasa de formación. Dicho umbral, conocido como *saturación* del cristal, supone el límite de las posibilidades de datación para una determinada muestra. De esta forma, conociendo la radiación total (*Dosis Acumulada*) absorbida a lo largo del tiempo por un depósito cristalino —en estado de no saturación— y la tasa anual de radiación recibida por él (*dosis anual*), es factible determinar de manera muy simple su edad.

A la vista de lo expuesto, no es de extrañar que esta técnica de datación se incluya —junto con la Termoluminiscencia (TL) y otros numerosos métodos— en lo que GEYH & SCHLEICHER (1990) denominan *radiation damage techniques*, las cuales quedan bien individualizadas con respecto a los métodos estrictamente *radiométricos* (Th/U, por ejemplo) basados en la desintegración de isótopos radioactivos. Para GILLIESON (1996) las mediciones de ESR se encuadrarían en las técnicas de datación que algunos autores califican como *radiogénicas*, considerándolas asimismo separadas de los procedimientos radiométricos propiamente dichos.

Pasando a aspectos más concretos, diremos que la edad ESR resulta de la aplicación de la siguiente fórmula sencilla:

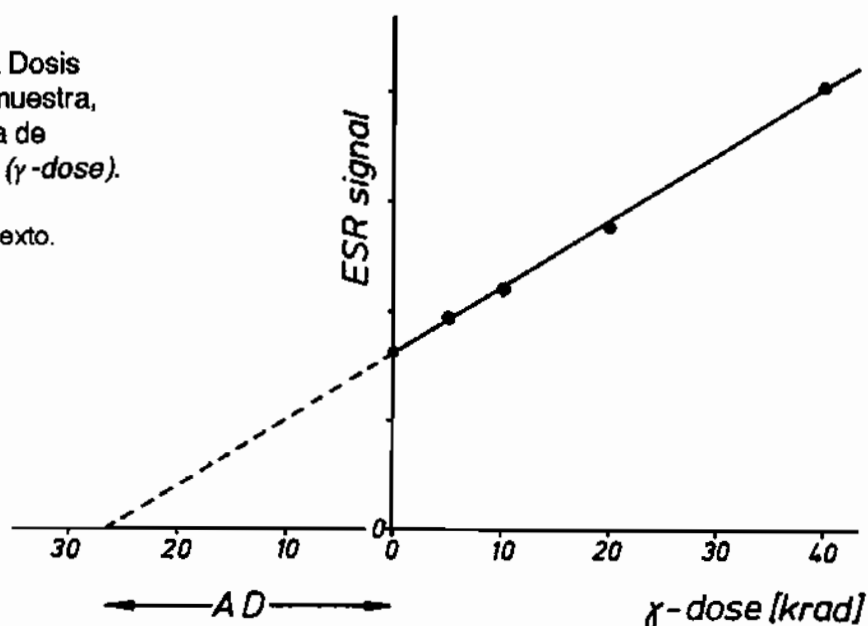
$$\text{edad [años]} = \frac{\text{Dosis Acumulada [rad]}}{\text{dosis anual [rad/año]}}$$

en la cual las dosis de radiación, recibidas por la muestra a datar, se expresan indistintamente en las unidades radiológicas siguientes: el **rad**

(*radiation absorbed dose*) y sus múltiplos —Mrad, krad, mrad—, o el **gray (Gy)** que equivale a 100 rad.

La cuantificación de la *Dosis Acumulada* —también denominada: *accumulated dose*, *total dose* o *archaeological dose*— se efectúa midiendo la señal paramagnética del depósito mediante espectroscopia-ESR. La muestra a analizar es sometida a la técnica de *irradiación aditiva* (HENNIG & GRÜN, 1983), consistente en tratar muestras homogéneas del

Figura 96:
Determinación mediante espectroscopia ESR de la Dosis Acumulada (AD) de una muestra, utilizando la técnica aditiva de irradiación artificial gamma (γ -dose). Según GRÜN (1986). Explicación detallada en el texto.



mismo depósito con dosis crecientes de radiación γ , midiendo las señales ESR obtenidas (Figura 96, mitad derecha). La extrapolación hasta el 0 del eje de ordenadas, permite determinar la Dosis Acumulada previa a la irradiación artificial (mitad izquierda de la Figura 96).

El mayor problema del método ESR radica en la estimación de la *dosis anual* —*annual dose*, *environmental dose*— de radiación que ha recibido un determinado espeleotema. Dicha dosis anual se estima en base a la concentración de elementos radioactivos presentes en el depósito, así como teniendo en cuenta la radiación γ que llega a una localidad dada;

ambos componentes de la dosis anual se suelen denominar respectivamente *internal dose rate* y *external dose rate*. La primera de ellas se determina de manera analítica a partir de la actividad de los elementos radioactivos (U, Th...) de la muestra, mientras la segunda precisa de mediciones de rayos-γ in situ.

La dificultad en el establecimiento preciso de la dosis anual hace que la fiabilidad de esta técnica geocronométrica sea hoy en día cuestionada (FORD & WILLIAMS, 1989; GILLIESON, 1996), por lo menos en cuanto a su aplicabilidad a la datación de espeleotemas. Por estos motivos las investigaciones relacionadas con mediciones de ESR suelen apoyarse en dataciones Th/U, con la finalidad de calibrar la dosis anual en base a edades de contrastada solidez. En esta línea, algunos autores como GILLIESON (1996) consideran la técnica de ESR más como un procedimiento de datación relativa, que no como un auténtico método de datación absoluta.

Análisis de isótopos estables. Este tipo de estudios se han centrado en los isótopos estables del Oxígeno (^{18}O y ^{16}O) y del Carbono (^{13}C y ^{12}C), cuyas aportaciones al conocimiento de paleotemperaturas y otras variables ambientales están de sobras documentadas (FAURE, 1986). Cabe recordar al respecto que la sucesión de estadios climáticos del Cuaternario, internacionalmente admitida en la actualidad (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987), está elaborada en base al registro de ^{18}O en sedimentos oceánicos. Esos estadios isotópicos, establecidos a partir de la sedimentación marina profunda, han sido también reconocidos en los registros de ^{18}O correspondientes a carbonatos freáticos continentales (WINOGRAD *et al.*, 1988, 1992) así como en sondeos realizados en el hielo polar (JOHNSEN *et al.*, 1992).

El Oxígeno tiene tres isótopos estables (^{16}O , ^{17}O y ^{18}O) de los cuales el ^{16}O es con mucho el de mayor abundancia. Aunque el ^{18}O se encuentra en la naturaleza en cantidades más pequeñas (el ^{18}O es alrededor de 500

veces menos abundante que el ^{16}O), la abundancia de este isótopo presenta ligeras variaciones; éstas pueden ser usadas para estimar oscilaciones paleotermométricas, conforme al siguiente hecho: la relación isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ no es constante, pudiendo variar en el tiempo según el principio de que el isótopo más pesado se concentra preferencialmente en la fase de mayor densidad.

Estas variaciones en la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ocurren como resultado del proceso de *fraccionamiento*. En este proceso, un isótopo es transferido de manera preferencial con respecto a otro cuando tiene lugar un cambio de estado, por ejemplo durante la cristalización de un espeleotema. Además de otros muchos factores —que actúan en ocasiones de manera contrapuesta— el fraccionamiento isotópico está controlado por la temperatura, de tal modo que los episodios climáticos fríos se traducen en un enriquecimiento de sus depósitos en ^{18}O (o sea en composiciones isotópicas “pesadas”), mientras que los ascensos termométricos ocasionarán precipitados con relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ más bajas (composiciones isotópicas “ligeras”). El desarrollo de todas estas cuestiones geoquímicas queda claramente fuera de las pretensiones y posibilidades de estas páginas, remitiendo al interesado a obras específicas que profundicen sobre la materia (FAURE, 1986; GILLIESON, 1996).

Las relaciones isotópicas del Oxígeno son medidas mediante espectrometría de masas, y los valores expresados según la siguiente fórmula:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{muestra}} - {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{estándar}}}{{}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O}_{\text{estándar}}} \times 1000$$

como se puede observar, el valor de $\delta^{18}\text{O}$ (expresado en ‰) resulta de la diferencia entre la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ medida en la muestra y aquella otra correspondiente a un estándar internacionalmente admitido. Ese estándar en el caso de la calcita corresponde a un fósil de belemnite de una formación

geológica concreta (**PDB** = *PeeDee Belemnite*), usándose por otro lado el valor medio del agua oceánica (**SMOW**= *Sea Mean Oceanic Water*) para los análisis isotópicos de aguas; existen fórmulas simples de conversión para los valores expresados en relación a uno u otro estándar (FAURE, 1986). Como se puede deducir de la fórmula antes indicada, los valores más elevados de $\delta^{18}\text{O}$ corresponden a composiciones isotópicas pesadas (enriquecimiento en ^{18}O), a la vez que las magnitudes negativas indican relaciones isotópicas inferiores al estándar utilizado.

Aparte de los valores de $\delta^{18}\text{O}$, se han determinado también las relaciones $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de las mismas muestras, expresando asimismo los resultados como $\delta^{13}\text{C}$ de modo análogo a lo expuesto al hacer referencia a los isótopos estables del Oxígeno. A pesar de que existen escasos estudios interpretativos sobre los isótopos estables del Carbono en los espeleotemas, éstos son susceptibles de aportar indicios acerca de posibles cambios paleoambientales, como pueden ser las tasas de evaporación o las variaciones en el tipo y la extensión de la cubierta vegetal (FORD, 1997; GILLIESON, 1996).

Las muestras seleccionadas para esta clase de investigaciones han sido básicamente espeleotemas freáticos de los cuales se habían realizado las oportunas dataciones Th/U, lo que permite poder situar en el tiempo los resultados conseguidos. También se han analizado —para su comparación y estudio integrado— algunos especímenes de espeleotemas de origen vadoso, además de muestras de agua procedentes de los lagos salobres de algunas localidades. Las muestras de espeleotemas han sido preparadas conforme al procedimiento descrito por McCREA (1950), tratándolas con H_3PO_4 al 100 %, a 25 °C, y midiendo las relaciones isotópicas del Carbono y del Oxígeno a partir del CO_2 obtenido. El equipamiento empleado fue un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT252. La precisión de los datos isotópicos aportados es del orden del $\pm 0,05$ ‰.

6.5. Datos mineralógicos y cristalográficos

La mineralogía, textura y estructura de los espeleotemas freáticos es un campo todavía poco trabajado, sobre el cual se han publicado hace ya algunas décadas unas pocas aportaciones pioneras, más o menos extensas y detalladas (POMAR *et al.*, 1976, 1979; GINÉS *et al.*, 1981b; HADES, 1985). Aparte de dichos trabajos, la cristalografía de estos depósitos es mal conocida, como consecuencia de la menor atención dedicada a los cementos carbonáticos precipitados por aguas dulces, en comparación con aquellos otros generados en el medio marino (SCHNEIDERMAN & HARRIS, 1985). Aún así, algunas publicaciones recientes se ocupan de los cementos de carbonatos formados en ambientes no marinos, incidiendo en la cristalografía de los espeleotemas en general (CHAFETZ *et al.*, 1985; GONZÁLEZ *et al.*, 1992; ONAC, 1997); estos trabajos incluyen referencias, hechas de pasada, a las fábricas cristalinas de los espeleotemas originados en condiciones subacuáticas.

Sin ánimo de efectuar una aproximación profunda a estas cuestiones, se procede a continuación a exponer las informaciones mineralógicas y cristalográficas, que ha sido posible reunir como resultado de las investigaciones destinadas a la elaboración de esta memoria. Las observaciones que se detallan corresponden al estudio de las muestras de espeleotemas freáticos recolectados —en la primera fase de nuestros trabajos— por encima o en las inmediaciones del nivel marino actual. Los especímenes recogidos a diferentes profundidades por debajo de la presente cota ± 0 metros no han sido todavía objeto, de manera sistemática y pormenorizada, de análisis mineralógicos y cristalográficos.

6.5.1. Mineralogía

Ha sido determinada la mineralogía de las distintas subcapas acrecionales, distinguibles en 13 ejemplares de espeleotemas freáticos. De cada muestra se han obtenido entre 2 y 5 submuestras —dependiendo de la complejidad del espeleotema y de la magnitud del sobrecrecimiento subacuático— individualizadas desde el exterior hacia la parte interna del depósito; estas submuestras se han etiquetado secuencialmente a partir de la letra **a**, correspondiente siempre a la subcapa más externa de la cristalización. Para evitar confusiones, en ningún momento se han analizado los espeleotemas vadosos que sirven de soporte a la mayoría de revestimientos freáticos.

Los datos mineralógicos obtenidos se detallan en la Tabla 28, tratándose de datos porcentuales calculados en base a las áreas de los picos de los difractogramas (MILLIMAN, 1974). En lo que respecta a la presencia de calcita (CaCO_3), se han diferenciado tres rangos relativos a su contenido en Mg: 0-4 %, 4-11 % y >11 % (TUCKER, 1988); el primero de ellos corresponde a calcita con bajo contenido en magnesio (LMC = *Low Mg Calcite*), y los otros dos a calcita magnesiana (HMC = *High Mg Calcite*). En la presente tabla se han reflejado, como informaciones adicionales, la cronología Th/U de las muestras (ver siguiente capítulo) así como la edad del sustrato geológico que acoge a cada localidad.

Un primer vistazo a la Tabla 28 deja ya bien patente el predominio total de las mineralogías calcíticas, en concreto calcita magnesiana (HMC)

Tabla 28: Datos mineralógicos obtenidos mediante difracción de rayos-X, correspondientes a muestras de espeleotemas freáticos. Se trata de datos semicuantitativos, calculados a partir de las áreas de los picos de los difractogramas. Las muestras aparecen relacionadas en orden creciente de antigüedad.

Las distintas localidades aparecen designadas por las siglas siguientes: VB: Cova de Cala Varques B; FA: Cova de Cala Falcó; DI: Cova del Dimoni; SE: Cova des Serral; PI: Coves del Pirata; PO: Cova des Pont; todas ellas en el municipio de Manacor. BA: Cova de na Barxa; MI: Cova de na Mitjana; ambas en el municipio de Capdepera. a: submuestra más externa; b - e: submuestras obtenidas secuencialmente hacia el interior del espeleotema. Mz: Mesozoico; m: Mioceno Superior.

muestra	Calcita			Aragonito	Dolomita	Cuarzo	estado isotópico	sustrato
	LMC < 4 % Mg	H M C 4-11 % Mg	>11 % Mg					
VB-SA	a	—	100,00	—	—	—	sub-actual	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
VB-D2	a	—	100,00	—	—	—	5a	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
	d	—	100,00	—	—	—		
	e	—	100,00	—	—	—		
FA-D3-4	a	—	23,85	60,18	2,62	13,35	5a	m
	b	—	11,73	—	85,64	2,63		
	c	—	12,68	—	82,32	5,00		
DI-D3	a	—	—	—	98,00	2,00	5c	m
	b	—	53,59	—	45,61	0,80		
	c	—	1,88	—	94,77	3,35		
	d	—	25,95	—	74,05	—		
DI-D1-1/2	a	—	28,03	—	68,71	3,26	5e	m
	b	—	44,48	—	54,12	1,40		
	c	—	74,74	—	25,26	—		
SE-D2	a	—	100,00	—	—	—	5e	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
PI-D1	a	—	100,00	—	—	—	5e	m
	b	—	100,00	—	—	—		
BA-D3	a	63,44	—	—	34,92	1,64	5e	Mz
	b	—	—	90,76	1,30	7,94		
	c §	—	95,50	—	—	4,50		
	d	—	—	81,60	—	18,40		
MI-D1a/b	a	—	100,00	—	—	—	7 ?	Mz
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
	d	—	100,00	—	—	—		
MI-D2	a	—	100,00	—	—	—	7	Mz
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
MI-D3	a	—	100,00	—	—	—	9 ?	Mz
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
DI-D4	a	—	41,02	52,62	1,02	0,46	sin datación	m
	b	—	100,00	—	—	—		
	c	—	100,00	—	—	—		
PO-D2	a	—	100,00	—	—	—	sin datación	m
	b	100,00	—	—	—	—		
§ = indicios de arcillas								

(HMC) con un contenido de MgCO_3 situado en el intervalo del 4 al 11 %. De hecho, hasta 26 de las submuestras analizadas están integradas al 100 % por esta mineralogía. Sólo unas pocas submuestras están constituidas (en proporciones diversas) ya sea por LMC, o por HMC con porcentajes de Mg superiores al 11 %. La segunda mineralogía más frecuente es con claridad el aragonito —variedad polimorfa de CaCO_3 — que alcanza en bastantes submuestras porcentajes superiores al 70 %, los cuales se complementan con cifras porcentuales menores de HMC (4-11 % de Mg) y de dolomita.

La presencia de dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) es casi siempre poco relevante desde el punto de vista cuantitativo (<5 %), aunque en dos de las submuestras estudiadas alcanza valores superiores al 10 %. En uno de los casos (muestra *BA-D3*), al relativamente alto contenido de este mineral es factible atribuirle un origen detrítico, relacionado con el carácter dolomítico de las rocas mesozoicas en las que está enclavada esa localidad; en las otras muestras donde aparece la dolomita, su presencia también podría estar ligada a la dolomitización de las rocas encajantes, en esta ocasión las calizas tabulares del Mioceno Superior. En cuanto al cuarzo, éste sólo ha sido detectado (<5 %) en la capa más externa de una única muestra (*DI-D4*), pudiendo estar vinculado a aportes exógenos de dicho mineral.

Aparte del predominio avasallador de las mineralogías calcílicas, los datos aportados ahora ponen de manifiesto la frecuencia del aragonito, como constituyente mineral habitual de los espeleotemas freáticos; hecho que ya se había constatado en publicaciones anteriores (POMAR *et al.*, 1976; GINÉS *et al.*, 1981b). La presencia de este polimorfo del CaCO_3 suele tener lugar, en las muestras estudiadas, en forma de capas milimétricas o centimétricas de aragonito que alternan con otras más delgadas de mineralogía calcífica.

En cuanto a la cronología de los espeleotemas freáticos analizados, es posible comprobar cómo las cristalizaciones de aragonito quedan circunscritas a los depósitos pertenecientes a los diferentes subestadios del último interglacial (estadio isotópico 5). Esta constatación podría apuntar

hacia un significado paleoclimático de las mineralogías aragoníticas, las cuales se corresponderían con eventos de marcado signo cálido (POMAR *et al.*, 1976).

En este sentido, aunque está bien documentado que la mineralogía de los carbonatos marinos varía con la temperatura del agua, la casuística local puede ser muy compleja. La experimentación por precipitación inorgánica indica, en el caso de agua marina normal, que por encima de 30° C sólo precipita aragonito, con morfologías características formadas por agujas y esferulitas, mientras que entre 15 y 17° C el precipitado es una mezcla de aragonito y HMC, en forma de agujas y de cristales equigranulares. A temperaturas inferiores a 3° C es la LMC la que precipita en forma de rombos y grandes cristales (KINSMAN & HOLLAND, 1969). De esta manera, también la morfología de los cristales puede servir para inferir la temperatura de deposición de la calcita (RAO, 1981). Un aspecto a tener presente asimismo es que, en el caso de la LMC, a temperaturas bajas la calcita suele estar asociada a otros carbonatos metaestables, los cuales pueden ser estables en condiciones marinas, pero cambian rápidamente a calcita y/o aragonito al variar las condiciones del medio (MARLAND, 1975).

A pesar de lo expuesto, debe ser tenido en cuenta que entre los 7 espeleotemas investigados pertenecientes al estadio isotópico 5 abundan también los depósitos de calcita, circunstancia que no sustenta la existencia de una relación causal unívoca entre precipitación de aragonito y máximos termométricos interglaciales. En relación con estas cuestiones RAO (1996) y HILL & FORTI (1997) ponen de relieve la concurrencia de factores muy diversos —además de las temperaturas elevadas— que pueden condicionar la deposición de aragonito en el medio subterráneo: contenido de Mg y Sr de las soluciones hídricas, grado de subsaturación de dichas soluciones, procesos de evaporación, $p\text{CO}_2$, salinidad, concentración de Ca, etc. La complejidad de las variables involucradas hace pensar que la presencia de aragonito tal vez está más controlada por factores físico-químicos de carácter local (a nivel de cada cavidad o de cada lago concreto), que no por condicionantes estrictamente paleoclimáticos ligados a eventos cálidos.

Haciendo abstracción de las últimas argumentaciones —y abundando en una cierta componente paleoclimática en la precipitación del aragonito— conviene comentar ahora que no han sido detectadas cristalizaciones aragoníticas, mediante la observación macroscópica de las muestras de espeleotemas freáticos recogidos por debajo del nivel marino actual. Como ya se ha comentado antes, está por efectuar el estudio mineralógico y cristalográfico de estos especímenes; sin embargo su morfología externa, y la textura cristalina observable a simple vista en las secciones de estas muestras, no permiten constatar los rasgos característicos de los depósitos de aragonito (superficies lisas, estructura radial...) que más adelante se describirán en detalle. La aseveración incuestionable de que estos espeleotemas freáticos sumergidos corresponden a pulsaciones climáticas de carácter frío, podría justificar por sí sola la ausencia de cristalizaciones aragoníticas durante esos paleoniveles regresivos, echando mano tan sólo del factor temperatura.

Debe tenerse en consideración, no obstante, la incidencia de otras variables —también potencialmente ligadas al clima— que controlan la cinética deposicional del aragonito; por ejemplo las bajas relaciones Mg/Ca en las soluciones favorecen la deposición de calcita, mientras que relaciones Mg/Ca $>4,4$ determinan la precipitación del aragonito (HILL & FORTI, 1997). De esta forma, la presencia de este mineral podría identificar, en teoría, una elevada componente marina en el sistema hidrogeoquímico (razón Mg/Ca elevada), relacionable con períodos de marcada aridez.

Conforme a estas argumentaciones, los acontecimientos interglaciales (con deposición de aragonito en algunas localidades) quizás irían asociados en nuestro caso a condiciones climáticas áridas, mientras que las pulsaciones de signo frío se podrían corresponder con pluviometrías elevadas, las cuales conllevarían bajas relaciones Mg/Ca en las aguas freáticas litorales. Este modelo teórico está en concordancia con las implicaciones paleoclimáticas derivadas del estudio de los isótopos estables del Oxígeno y del Carbono en este tipo de cristalizaciones, las cuales se

desarrollan en el subcapítulo 6.8 de esta memoria; para profundizar en estas cuestiones, remitimos ahí al lector interesado. A modo de conclusión, la ocurrencia de aragonito durante el estadio isotópico 5 debe ser considerada como un probable indicador paleoclimático, sea cual fuere el mecanismo propiciador de su precipitación: temperaturas medias relativamente elevadas, o notable intrusión marina ligada a bajas pluviometrías.

6.5.2. Aspectos cristalográficos

Los espeleotemas incluidos en la Tabla 28 han sido estudiados mediante microscopía óptica, previa elaboración de réplicas en acetato de secciones de dichos depósitos. A partir de esas réplicas se ha procedido a la caracterización cristalográfica de las muestras, complementando las observaciones con el uso de la microscopía electrónica de barrido (SEM) para la interpretación de determinados especímenes.

Se efectúa acto seguido una descripción cristalográfica y textural sucinta de cada muestra, que pueda servir de base a la posterior sistematización de los hábitos y fábricas cristalinas reconocibles en los espeleotemas freáticos, y cómo dichas fábricas se materializan en morfologías externas características. Para la descripción de las distintas muestras se han tenido en consideración, de manera sistemática, los siguientes aspectos:

- magnitud de los cristales (órdenes: μm , mm, cm) y homeogeneidad o heterogeneidad de su tamaño (agregados equicristalinos o inequicristalinos)
- morfología de los cristales:
 - hábito cristalino (acicular, fibroso, elongado, isométrico...)
 - desarrollo de las caras (cristales anedrales, subedrales, euedrales)
- fábricas resultantes (radial, paralela, dendrítica, macrocristalina, isotrópica...)
- presencia de porosidad primaria (ligada al crecimiento cristalino) o secundaria (disolución, recristalización...)
- aspecto externo del espeleotema (superficies lisas, rugosas, botrioidales, globulares, arborescentes, poliédricas...).

La definición de los términos y conceptos enumerados más arriba —cuando éstos no sean unívocos o de uso común— se realizará a medida que se proceda a la caracterización textural de las distintas muestras.

Muestra VB-SA. Cristales subedrales y euedrales de calcita de orden micrométrico (Foto 65), equicristalinos, que crecen con hábito fibroso constituyendo fábricas paralelas dispuestas perpendiculares al soporte (Foto 58). Los cristales se agrupan formando haces globulares, ligeramente divergentes, conforme nos alejamos del sustrato. Estas estructuras globulares presentan un apreciable bandeo consecuencia de interrupciones en el crecimiento cristalino, aunque los cristales conservan por lo general la continuidad óptica. Se aprecian formas de transición hacia agregados radiales, en las zonas distales del espeleotema (Foto 57). La porosidad primaria es abundante en los sectores distales del precipitado, allí donde tiene lugar la coalescencia de las diferentes unidades globulares, las cuales resultan distinguibles macroscópicamente en la superficie del depósito.

Muestra VB-D2 (Fotos 35 y 36). Calcita fibrosa micrométrica equicristalina que crece de modo perpendicular a una estalactita vadosa. Los cristales son entre subedrales y euedrales presentando fábricas paralelas, que pueden aparentar estructuras radiales en las secciones transversales del espeleotema. No llegan a constituirse acreciones globulares al tratarse de un revestimiento muy uniforme desarrollado alrededor de un soporte cilíndrico (estalactita), el cual permite un crecimiento cristalino sin interferencias en cualquier dirección perpendicular al eje del soporte. No hay porosidad reseñable.

Muestra FA-D3-4. Espécimen relativamente complejo que consiste (de interior a exterior) en una primera capa de cristales micrométricos —subedrales, que van evolucionando a euedrales— de calcita equicristalina con muchos puntos de nucleación; sobre ella (Fotos 59 y 60) se disponen sucesivas bandas, más potentes, de aragonito acicular radial con cristales

dispersos de calcita en la base de dichas bandas. La franja exterior de la muestra consiste en una delgada capa de cristales micrométricos anedrales de calcita. No presenta porosidad de ningún tipo. La morfología externa del espeleotema es redondeada y su superficie lisa.

Muestra DI-D3 (Foto 39). Sobre un soporte constituido por una estalactita vadosa se disponen algunas finas bandas de calcita fibrosa micrométrica, que sustentan un grueso revestimiento de aragonito acicular, de fábrica radial y cristales de tamaño entre milimétrico y centimétrico. En esas capas aragoníticas, de unos pocos centímetros de espesor total, abundan cristales anedrales micrométricos de calcita sobreimpuestos a las agujas de aragonito. Carece de porosidad. Aspecto exterior liso.

Muestra DI-D1-1/2 (Foto 38). Se trata de un revestimiento freático parietal semejante al de la muestra anterior. En su parte más interna se aprecian diversas capas milimétricas de cristales aciculares de aragonito de tamaño micrométrico, alternando con leves bandas algo limosas de calcita subedral micrométrica. Sobre esta sucesión de bandas se dispone una gruesa capa (entre 2 y 3 centímetros) de aragonito acicular radial, cuyos cristales son de orden milimétrico a centimétrico. No se observa ninguna clase de porosidad. La morfología externa es totalmente lisa.

Muestra SE-D2 (Foto 41). Grueso sobrecrecimiento de macrocristales milimétricos de calcita euedral, que crecen formando bandas pero conservando la continuidad óptica durante al menos unos 15 centímetros. Los cristales se agrupan en macroestructuras de apariencia dendrítica (Foto 61) las cuales originan morfologías muy ramificadas. La porosidad primaria es muy importante, sobre todo en los sectores situados entre las estructuras arborescentes que configuran el espeleotema. La superficie externa es muy articulada presentando un numerosísimas anfractuosidades.

Muestra PI-D1 (Foto 37). Sobre una delgada estalactita aérea se dispone una capa de cristales isométricos anedrales de calcita, de tamaño micrométrico, que conforman una fábrica claramente isotrópica (Foto 56). La

capa descrita evoluciona hacia una fábrica paralela de cristales elongados de calcita, cuya dimensión mayor es de orden milimétrico a centimétrico. No posee porosidad apreciable. La superficie exterior se muestra con apariencia y tacto rugoso al estar constituida por las terminaciones de macrocristales milimétricos (Foto 66), observables con facilidad a simple vista.

Muestra BA-D3. Revestimiento que afecta a algunas estalactitas vadosas, ocasionando un depósito de apariencia globular. Sobre el soporte mencionado aparece dispuesto un extraño recubrimiento de mineralogía básicamente calcítica, que incluye fragmentos detríticos de tamaño micrométrico; esta capa, de unos dos centímetros de espesor, se halla muy cementada por partículas cuyos tamaños están situados entre 5 y 10 micras, e incluso menos en ocasiones. Entre las diminutas partículas que constituyen este sobrecrecimiento, se observan restos micrométricos de organismos marinos (Foto 70). Hacia la parte exterior de este inusual depósito parecen distinguirse estructuras bioconstructivas (Foto 69), la naturaleza de las cuales está por determinar. Finalmente, esta muestra se resuelve en forma de una capa externa de unos pocos milímetros de espesor (Foto 67), constituida por cristales micrométricos de aragonito acicular freático, que se agrupan formando llamativas estructuras radiales (Foto 68). No existe porosidad relevante. La superficie externa de la muestra no exhibe características distintivas remarcables.

Muestras MI-D1, MI-D2 y MI-D3 (Fotos 23 y 42). Son éstas tres muestras similares, procedentes de la misma localidad, formadas por macrocristales elongados (de orden milimétrico a centimétrico) de calcita entre subedral y eudral (Foto 62). Existe una abundante porosidad secundaria, consecuencia de los procesos de recristalización que han afectado al parecer a estas muestras. En detalle se observan agregados de calcita fibrosa de fábrica paralela, que se agrupan en estructuras globulares, las cuales no llegan a materializarse en la superficie del depósito; probablemente se trate de precipitados neomórficos ligados a la recristalización parcial del espeleotema. La superficie externa de estos especímenes está caracterizada por la yuxtaposición de espectaculares

poliedros centimétricos, que suponen la exteriorización de la fábrica macrocristalina, y sin orientación preferente, del conjunto del depósito.

Muestra DI-D4 (Foto 40). Espeleotema constituido por cristales milimétricos euedrales de calcita fibrosa, agrupados en agregados radiales equicristalinos que originan formas hemiesféricas coalescentes. Esta capa calcítica, que alcanza entre 1 y 4 centímetros de espesor, presenta una interrupción clara del crecimiento cristalino, sobre la que se dispone una banda milimétrica de calcita subedral isométrica (Foto 55) con muchos puntos de nucleación. Por encima de esta última, y separada por una fina banda de materiales lutíticos, se aprecia un revestimiento milimétrico de aragonito acicular radial (Fotos 53 y 54). Estas delgadas capas exteriores parecen corresponder a un episodio deposicional distinto del que originó la parte interna del espeleotema; la extrema delgadez de tales capas no llega a enmascarar el aspecto botrioidal del depósito, apariencia condicionada por la fábrica radial de los agregados de calcita fibrosa, que constituyen el grueso de la muestra. Presenta algo de porosidad primaria en las partes más superficiales del espeleotema, siempre en las zonas de colaescencia entre protuberancias hemiesféricas.

Muestra PO-D2. La parte interna de esta muestra consiste en una capa de cristales isométricos de calcita anedral, de tamaño milimétrico. Esta delgada banda equicristalina configura una fábrica isotrópica, que evoluciona hacia agregados paralelos de cristales anedrales de calcita (Fotos 63 y 64), de hábito elongado y dimensión mayor entre milimétrica y centimétrica. La textura exterior es de carácter rugoso, al individualizarse los extremos distales de los cristales de calcita. No se aprecia porosidad digna de ser reseñada.

6.5.3. Discusión

La precipitación de los diferentes minerales de CaCO_3 está controlada por el efecto del ión Mg^{2+} (también del Na^+) como se ha

comentado con anterioridad, pero también por la tasa de crecimiento cristalino (FOLK, 1974; GIMÉNEZ & TABERNER, 1997). Las dimensiones del cristal son pequeñas (micrita) en el caso de precipitación veloz por sobresaturación, desgasificación rápida de CO_2 y por nucleación múltiple. Las texturas fibrosas están relacionadas con crecimientos más lentos de los cristales que en el caso de las micritas, o con la inclusión de Mg^{2+} en la red. Los cristales más grandes (esparitas) suelen corresponder a crecimientos cristalinos lentos a partir de soluciones con bajos contenidos en Mg^{2+} .

Los datos expuestos en las páginas precedentes requieren el ensayo de una sistematización, que intente relacionar los aspectos cristalográficos y mineralógicos con la morfología macroscópica de los espeleotemas freáticos. La Figura 97 ha sido elaborada con este propósito, procurando dar cierta coherencia a las observaciones que se han realizado. Conviene dejar constancia de que su contenido se limita a la interpretación de las muestras estudiadas ahora, restando mucho trabajo por hacer sobre la cristalografía de las cristalizaciones freáticas de Mallorca; el objetivo de profundizar en estas materias, queda fuera de los planteamientos asumidos al emprender la presente investigación.

En líneas generales se constata que en la práctica totalidad de las muestras los distintos precipitados observados tienden a ser equicristalinos, es decir el tamaño de los cristales suele ser relativamente homogéneo a nivel de las sucesivas bandas deposicionales; en algunos casos concretos se aprecian agregados inequicristalinos, consistentes por lo general en la superposición de cristales micrométricos de calcita sobre fábricas radiales de aragonito acicular de orden milimétrico o centimétrico (Foto 52).

Ocupándonos en primer lugar de los espeleotemas en los que predomina el aragonito (ver Figura 97), es posible comprobar cómo se han observado siempre cristales aciculares (Foto 51) que se agrupan en fábricas radiales (Fotos 54, 67 y 68). Los aspectos externos resultantes son redondeados y lisos (Fotos 39 y 43), generándose a lo sumo depósitos de una cierta apariencia botrioidal a causa de los agregados radiales de

hábito cristalino	ACICULAR / FIBROSO	ELONGADO	ISOMÉTRICO
magnitud de los cristales	<div data-bbox="391 1624 534 1691">μm</div> <div data-bbox="391 1265 534 1332">mm</div>	<div data-bbox="391 884 534 952">mm</div> <div data-bbox="391 638 534 705">cm</div>	<div data-bbox="391 347 534 414">μm</div> <div data-bbox="391 168 534 235">mm</div>
mineralogía	<div data-bbox="577 1556 657 1780">ARAGONITO</div> <div data-bbox="577 1288 657 1512">ARAGONITO</div> <div data-bbox="577 1086 657 1265">CALCITA</div>	<div data-bbox="577 862 657 952">CALCITA</div>	<div data-bbox="577 145 657 436">CALCITA</div>
fábrica	<div data-bbox="737 1646 960 1758"></div> <div data-bbox="737 1489 960 1601"></div> <div data-bbox="737 1310 960 1422"></div> <div data-bbox="737 1108 960 1220"></div> <div data-bbox="976 1646 1040 1758">radial</div> <div data-bbox="976 1489 1040 1601">radial</div> <div data-bbox="976 1310 1040 1422">radial</div> <div data-bbox="976 1108 1040 1220">paralela</div>	<div data-bbox="737 907 960 1041"></div> <div data-bbox="737 728 960 862"></div> <div data-bbox="737 548 960 683"></div> <div data-bbox="976 907 1040 1041">dendrítica</div> <div data-bbox="976 728 1040 862">paralela</div> <div data-bbox="976 548 1040 683">macro-cristalina</div>	<div data-bbox="737 324 960 459"></div> <div data-bbox="737 123 960 257"></div> <div data-bbox="976 123 1040 257">isotrópica</div>
aspecto externo	<div data-bbox="1109 1646 1300 1758"></div> <div data-bbox="1109 1489 1300 1601"></div> <div data-bbox="1109 1310 1300 1422"></div> <div data-bbox="1109 1108 1300 1220"></div> <div data-bbox="1316 1646 1380 1758">LISO</div> <div data-bbox="1316 1489 1380 1601">LISO</div> <div data-bbox="1316 1310 1380 1422">BOTRIODAL</div> <div data-bbox="1316 1108 1380 1220">GLOBULAR</div>	<div data-bbox="1109 907 1300 1041"></div> <div data-bbox="1109 728 1300 862"></div> <div data-bbox="1109 548 1300 683"></div> <div data-bbox="1316 907 1380 1041">ARBO-RESCENTE</div> <div data-bbox="1316 728 1380 862">RUGOSO</div> <div data-bbox="1316 548 1380 683">POLI-EDRICO</div>	<div data-bbox="1109 123 1300 257">SISTEMATIZACIÓN DE ALGUNOS ASPECTOS CRYSTALOGRAFICOS Y TEXTURALES DE LOS ESPELEOTEMAS FREÁTICOS, MUESTREADOS EN LAS CAVIDADES DEL LEVANTE DE MALLORCA.</div>

cristales milimétricos, que pueden materializarse en protuberancias hemiesféricas.

Las cristalizaciones de calcita se encuadran a grandes rasgos en tres hábitos principales: fibroso, elongado e isométrico (Figura 97). Los dos primeros hábitos dan origen a fábricas relacionadas con el crecimiento competitivo de los cristales, que alcanza su mayor desarrollo en direcciones perpendiculares al sustrato (CHAFETZ *et al.*, 1985; GONZÁLEZ *et al.*, 1992); por otra parte, los cristales isométricos los encontramos relacionados con los momentos iniciales del crecimiento de un precipitado calcítico (Foto 56), asociados a la abundancia de puntos de nucleación.

Las calcitas fibrosas se concretan en dos clases de fábricas: radiales y paralelas. Las fábricas radiales son del todo semejantes a las que se dan en las cristalizaciones aragoníticas, consistiendo en haces de cristales fibrosos que crecen divergentes a partir de puntos concretos de nucleación. Las fábricas paralelas (Foto 58) tienen un crecimiento perpendicular al soporte, que en las bandas distales del espeleotema puede llegar a generar estructuras morfológicamente semejantes a los agregados radiales (Foto 57). El aspecto externo de ambas fábricas suele consistir en protuberancias redondeadas de tamaño centimétrico (Fotos 40 y 49); el calificativo botrioidal y globular —asignado respectivamente a las acreciones radiales y paralelas— es artificioso desde el punto de vista morfológico pero pretende la finalidad terminológica de diferenciar, en base a su estructura interna, cristalizaciones cuya apariencia exterior en muchos casos converge del todo.

La calcita dispuesta en agregados de cristales elongados (ver Figura 97) origina tres tipos básicos de fábricas: dendríticas, paralelas y macrocristalinas. Por una parte, grandes cristales euedrales romboédricos se organizan en fábricas dendríticas (Foto 61) que dan lugar a espeleotemas de porte ramificado y apariencia arborescente (Fotos 41 y 44). Esta clase de depósitos serían los más asimilables a los espeleotemas coraloides (HILL & FORTI, 1997) en sentido amplio, si bien las morfologías globulares y

botrioidales —relacionadas con hábitos cristalinos fibrosos— en los casos más extremos de su desarrollo pueden llegar a aproximarse a una apariencia coraloide. En segundo lugar nos encontramos con las fábricas calcílicas paralelas (Foto 63), las cuales se concretan en espeleotemas de aspecto redondeado, pero de textura exterior rugosa a causa de las pequeñas facetas cristalinas observables macroscópicamente en su superficie (Fotos 37, 48 y 66). Para terminar citaremos los espectaculares depósitos integrados por macrocristales de orden milimétrico a centimétrico (Foto 62), cuyas morfologías externas se traducen en llamativas facetas poliédricas (Foto 50).

Las cristalizaciones isométricas de calcita parecen limitarse a agregados equicristalinos, ligados a las bandas iniciales en la acreción de los espeleotemas freáticos (mitad inferior de la Foto 55). Es oportuno dejar constancia de diversas interferencias habituales en el desarrollo acrecional de esta clase de cristalizaciones. En este sentido, no es de extrañar la presencia de sedimentos detríticos muy finos (arcillas, limos) dispuestos a menudo entre las diversas bandas de crecimiento de algunas muestras; estos materiales se depositan con preferencia en las zonas subverticales de los espeleotemas (Foto 46). Asimismo, son frecuentes las láminas de calcita flotante que resultan incorporadas a estos depósitos conforme tiene lugar el crecimiento del espeleotema (POMAR *et al.*, 1976). Estas láminas son en ocasiones de muy fácil identificación, tal como puede apreciarse en la Foto 45.

En cuanto a la mineralogía, ya se ha comentado antes la predominancia de la calcita magnesiana (HMC) con contenidos en Mg situados entre el 4 y el 11 %, siendo también frecuentes las cristalizaciones de aragonito. Sin pretender reiterar las argumentaciones de páginas precedentes, se insistirá en el posible significado paleoambiental de esta mineralogía (POMAR *et al.*, 1976; GINÉS *et al.*, 1981b). Las evidencias disponibles hasta el momento relacionan la deposición de aragonito con pulsaciones de carácter cálido (eventos interglaciales); no obstante está por dilucidar si esta relación causal, caso de demostrarse, se encuentra

controlada por condicionantes estrictamente térmicos o por otros de carácter hidrogeoquímico —altas relaciones Mg/Ca (HILL & FORTI, 1997)— ligados a períodos de marcada aridez (VESICA *et al.*, 2000).

6.6. Dataciones isotópicas por el método de las series de Uranio

El estudio de los espeleotemas freáticos relacionados con antiguos niveles marinos requiere de una sólida base cronológica, sobre la que apoyar las observaciones geomorfológicas realizadas en las diferentes localidades. Las recientes técnicas de datación absoluta por medio de métodos radiométricos suponen herramientas idóneas para estos fines; concretamente, la técnica de las series de Uranio se muestra muy adecuada para la investigación del Pleistoceno Superior y Medio, ya que el límite de aplicabilidad del método alcanza aproximadamente los 350 ka B.P., permitiendo la obtención de edades fiables en muestras cuya antigüedad se remonta más allá del último episodio interglacial.

Este método geocronológico se basa en la determinación de las relaciones isotópicas derivadas de la desintegración radioactiva de la serie $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$, de la cual resultan los isótopos ^{234}U y ^{230}Th como productos intermedios empleados en este sistema de datación radiométrica. Las generalidades sobre los fundamentos físico-químicos de la técnica Th/U ya han sido expuestas de forma sucinta en el capítulo dedicado a los métodos de estudio aplicados. De todas formas recordaremos que visiones más o menos detalladas, acerca de los aspectos teóricos sobre los que se fundamenta la aplicación de este método, pueden ser consultadas en GASCOYNE (1984) y GEYH & SCHLEICHER (1990).

A partir de 1981 fue posible iniciar un primer programa de dataciones isotópicas, utilizando la mencionada técnica, gracias a la dedicación y amabilidad del tristemente desaparecido colega y amigo Dr. Gerd J. Hennig.

Los análisis correspondientes a este primer programa fueron realizados en las siguientes instituciones: *Institut für Kernchemie der Universität Köln* (Colonia), y *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung* (Hannover). En 1994 se comenzó un segundo programa de estudios isotópicos sobre los espeleotemas freáticos mallorquines, desarrollado en colaboración con el *Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre"* (Roma); estas investigaciones conjuntas se hallan en la actualidad en progreso, constituyendo una parte sustancial de la presente memoria.

A la hora de exponer los resultados de las dataciones absolutas realizadas por medio de la técnica de las series de Uranio, se ha optado por realizar una subdivisión de ellos quizás algo artificiosa, pero que al mismo tiempo consideramos útil para lograr una mejor sistematización de dichos resultados. Así, se expondrán de forma separada los datos aportados por las muestras recolectadas a cotas superiores al actual nivel marino, segregándolas de aquellas otras correspondientes a paleoniveles marinos negativos. Este proceder creemos que queda justificado en base a la siguiente argumentación: los niveles marinos superiores al actual son bien conocidos en nuestro ámbito geográfico, representando eventos climáticos de claro signo cálido; por contra, los paleoniveles negativos de espeleotemas freáticos se relacionarían con pulsaciones de relativo carácter frío de las cuales su conocimiento a escala de Mallorca es negligible. Mediante la dicotomía expositiva adoptada se pretende conseguir una elaboración más sencilla de los resultados cronológicos obtenidos, que facilite el establecimiento de correlaciones acordes con las evidencias sobre esta materia procedentes del registro marino. La integración de los resultados suministrados por las dataciones de ambos grupos de espeleotemas freáticos se dejará para el final de este capítulo, cuando —en conjunción con las informaciones procedentes de otras técnicas analíticas— se intentará la reconstrucción afinada de una curva eustática válida para el Pleistoceno Medio y Superior de nuestra isla.

6.6.1. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino

Han sido datadas un total de 24 muestras, procedentes de 11 localidades de la costa oriental de Mallorca, pertenecientes a alineaciones de espeleotemas freáticos situadas entre la cota ± 0 metros (Cova de Cala Varques A, Manacor) y los +40 metros por encima del presente nivel del Mediterráneo (Coves Petites, Capdepera).

En buena parte de las cavidades se han muestreado y datado espeleotemas freáticos que registran diversos paleoniveles localizados entre +1,4 y +2,5 metros de altitud. Los paleoniveles superiores a los +3 metros s.n.m. son igualmente abundantes, aunque de ellos sólo ha sido posible datar —aparte de las muestras ya citadas de las Coves Petites, ubicadas a +30 y +40 metros— un espeleotema recolectado a +3,3 metros en las Coves del Drac (Manacor) y tres alineaciones sitas entre +3,9 y +5,8 metros correspondientes a la Cova de na Mitjana (Capdepera). Esto se debe, como ya se indicó en el capítulo precedente, a que muchas de estas muestras más elevadas presentaban relaciones isotópicas inconsistentes o bien poseían presumiblemente edades superiores al límite de aplicabilidad de la técnica empleada.

Más precisiones sobre las localidades estudiadas, los paleoniveles reconocidos en cada una de ellas y sus respectivas alturas, así como las muestras preparadas para su datación pueden consultarse en la Tabla 27. La localización aproximada de las cavidades queda reflejada asimismo en la Figura 93.

Resultados. En la Tabla 29 se han recopilado los resultados analíticos obtenidos y las edades calculadas a partir de dichos resultados. La mayor parte de las dataciones han sido efectuadas usando la técnica del conteo de desintegraciones α , mientras que tan sólo unas pocas se han realizado

mediante espectrometría de masas tal como se recoge en la mencionada tabla.

A la hora de encuadrar dentro del marco de las vicisitudes climáticas del Cuaternario los resultados cronométricos aportados, se ha optado por hacer referencia en toda la discusión que seguirá a los estadios del registro marino de isótopos de oxígeno, cuya validez a escala global está

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	U (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	edad (ka)
Cova de na Barxa	BA-D3 *	+2,4	423±19	1,430±0,070	1,612±0,103	∞	0,715±0,045	124,7 ± 14 (2)
Cv. de na Mitjana	MI-D1a *	+3,9	128±9	0,791±0,067	—	∞	1,340±0,112	—
	MI-D1b *	+3,9	52±6	2,091±0,257	—	∞	10,403±1,098	—
	MI-D2 *	+4,9	146±4	1,057±0,019	1,110±0,037	46,85±5,29	0,894±0,024	231,9 ± 28 (2)
	MI-D3 *	+5,8	169±1	0,972±0,028	0,937±0,035	51±2	0,972±0,035	> 300,7
	Mitj7a *	+3,9	48±1	1,065±0,026	—	8,54±1,89	0,946±0,057	> 275 ?
	Mitj7b *	+3,9	189±3	1,022±0,015	—	41,42±5,04	0,563±0,014	88,0 ± 4,0 (1)
Coves Petites	Pet5 *	+40	46±3	1,206±0,107	—	4,45±0,60	0,993±0,083	> 205
	Pet6 *	+30	130±8	1,118±0,081	—	14,88±4,00	1,039±0,090	> 187
Cova del Dimoni	DI-D1-1 *	+2,5	2640±77	1,185±0,013	1,255±0,018	257,3±25,4	0,660±0,020	112,9 ± 5,8 (2)
	DI-D1-2 *	+2,5	1273±48	1,090±0,018	1,126±0,025	∞	0,676±0,032	119,7 ± 10 (2)
	DI-D3 *	+2,5	1887±45	1,108±0,015	1,147±0,020	∞	0,638±0,020	107,9 ± 5,7 (2)
Coves del Drac	DR-D4 *	+3,3	2888±84	1,039±0,016	—	∞	1,038±0,040	> 350
Coves del Pirata	PI-D1 *	+2,1	262±9	1,663±0,062	1,959±0,092	∞	0,745±0,035	130,4 ± 14 (2)
Cova des Pont	Pont9 *	+2,1	278±6	1,456±0,029	—	13,7±2,1	0,064±0,002	6,6 ± 0,3 (1)
Cv. de Cala Falcó	FA-D3-4 #	+1,9	542±5	1,378±0,003	1,528±0,037	112,3±0,2	0,554±0,023	83,9 ± 5,0 (2)
Cv. C. Varques A	Var1a *	±0	380±10	1,503±0,049	—	—	0,035±0,004	3,9 ± 0,5 (1)
	Var1b *	±0	460±10	1,689±0,051	—	—	0,048±0,004	5,4 ± 0,5 (1)
	§ Var1c *	-1	260±10	1,292±0,044	—	—	0,388±0,029	52,4 ± 5,0 (1)
Cv. C. Varques B	VB-D1-2#	+1,4	252±4	1,519±0,081	1,71±0,08	∞	0,632±0,020	111,9 ± 5,7 (2)
	VB-D2 #	+1,4	228±10	2,113±0,099	2,41±0,13	∞	0,567±0,025	83,4 ± 5,1 (2)
Cova des Serral	Serr10 *	+1,5	233±5	1,487±0,025	—	733,3±733,3	0,663±0,015	109,0 ± 4,0 (1)
	SE-D2 *	+1,5	200±4	1,453±0,032	1,639±0,046	240±45	0,705±0,019	121,3 ± 5,6 (2)
# espectrometría de masas * conteo alfa (1) ± 1 σ (2) ± 2 σ § se trata de la estalagmita subaérea que sirve de soporte a las muestras Var1a y Var1b								

Tabla 29: Resultados analíticos de las dataciones efectuadas mediante el método Th/U, correspondientes a paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino.

suficientemente contrastada (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987). De esta manera se pretende minimizar las referencias cronológicas más ambiguas, dirigidas ya sea al esquema clásico de las glaciaciones alpinas o a los pisos del registro marino del Mediterráneo occidental.

Las edades obtenidas para los espeleotemas freáticos ubicados a cotas superiores o similares al presente nivel marino van desde 3,9 ka (muestras claramente postglaciales) hasta >350 ka B.P., cronología esta última que se correspondería con antiguas estabilizaciones del Mediterráneo atribuibles como mínimo al estadio isotópico 9. Los espeleotemas datados cuyas edades son inferiores a los 250 ka, presentan una buena correlación con los estadios 5 y 7 del registro marino de isótopos de oxígeno. En particular se encuentran representadas varias estabilizaciones marinas altas a edades en torno a los 83, 108 y 115-130 ka, cronologías que concuerdan bastante bien con las edades usualmente asignadas a los diversos subestadios del último interglacial, o estadio isotópico 5 (HARMON *et al.*, 1983).

En líneas generales, los datos que se aportan documentan al menos tres estabilizaciones principales del Mediterráneo a alturas comprendidas entre +1,4 y +2,5 metros, correspondientes como ya se ha dicho al último acontecimiento interglacial (estadio 5); asimismo quedan registrados otros paleoniveles más elevados que pueden ser adscritos a los estadios isotópicos 7 y 9, o en algunos casos incluso anteriores (estadios 11 ó 13). Todos estos aspectos serán desarrollados a continuación con mayor profundidad, siguiendo un orden de antigüedad decreciente para proceder a la interpretación de los datos suministrados por las muestras analizadas.

Discusión. Con la finalidad de facilitar la discusión de los resultados de estos programas de dataciones absolutas (ver Tabla 29), se ha procedido a representar gráficamente en la Figura 98 las edades de los paleoniveles positivos de espeleotemas freáticos que han podido ser analizados, los

cuales se corresponden con eventos transgresivos de signo cálido. En dicho gráfico las muestras vienen agrupadas por localidades, ubicándolas en el marco geocronológico constituido por el registro marino de isótopos de oxígeno.

Comenzando por las muestras más antiguas, se hará referencia en primer lugar a los espeleotemas de las **Coves Petites**, en Capdepera (Figura 36). Las muestras *Peti5* y *Peti6* de esta localidad presentan relaciones isotópicas muy cercanas a la unidad, por lo que tan sólo es posible dar unas edades mínimas de >205 y >187 ka respectivamente, lo que supone su pertenencia como mínimo al estadio 7. No obstante, la altimetría a la que han sido recolectados estos espeleotemas sugiere una antigüedad mayor, corroborada por el conocimiento de las líneas de costa pleistocénicas de Mallorca (BUTZER & CUERDA, 1962; BUTZER, 1975; CUERDA, 1975) así como por las dataciones efectuadas a partir de espeleotemas freáticos de similar altitud, procedentes de la Cova de sa Bassa Blanca, en Alcúdia (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1989a, 1993b). Por lo tanto parece razonable la adscripción de las cristalizaciones freáticas observables en esta cavidad a algún evento transgresivo cálido del Pleistoceno Medio (estadios isotópicos 9, 11 o incluso 13); este razonamiento vendría avalado por la altimetría de los depósitos analizados, complementada por la evidencia que supone la edad Th/U calculada, la cual se sitúa ya en los límites de aplicabilidad del método. Conviene recordar que la interpretación geomorfológica establecida previamente hace algunas décadas (GINÉS, 1973) abogaba por una cronología Milazziense para estas cristalizaciones, extremo que no ha sido rebatido por los presentes datos, aún a pesar de la posición ambigua del mencionado piso.

Por otra parte, la datación de un espeleotema aragonítico de las **Coves del Drac**, en Manacor (muestra *DR-D4*), también nos informa sobre un paleonivel marino de edad >350 ka B.P., pero esta vez registrado a una cota de tan sólo +3,3 metros s.n.m. Esta muestra ha de ser atribuida como mínimo al estadio isotópico 9, el cual se correspondería con el piso Paleotirreniense (interglacial Mindel-Riss).

Una discusión relativamente pormenorizada requieren los espeleotemas investigados de la **Cova de na Mitjana**, en Capdepera (Figura 41). A pesar de la aparente homogeneidad morfológica que muestran los tres paleoniveles de espeleotemas freáticos distinguidos en esta caverna, las dataciones efectuadas han aportado datos bastante poco coherentes.

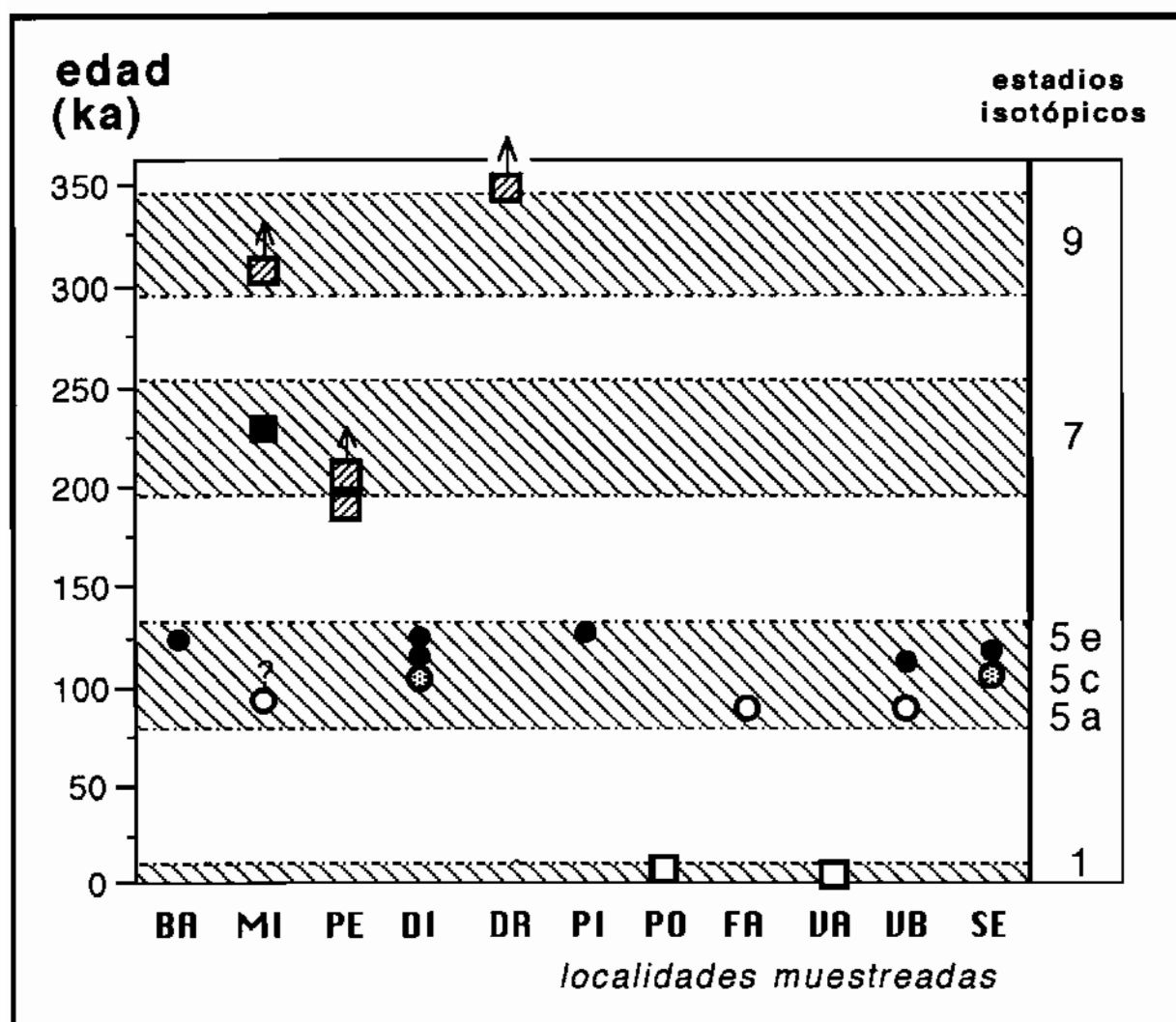


Figura 98: Edades de los paleoniveles de espeleotemas freáticos relacionados con eventos transgresivos de signo cálido, obtenidas mediante el método Th/U. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican un nivel del mar semejante o superior al actual.

Cuadrados blancos: muestras correspondientes al estadio isotópico 1; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5a; **círculos punteados:** muestras atribuidas al subestadio 5c; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrados negros:** muestras atribuidas al estadio 7; **cuadrados rayados:** muestras atribuibles como mínimo al estadio 9.

Las localidades aparecen representadas en el mismo orden que en la Tabla 29. **BA:** Cova de na Barxa; **MI:** Cova de na Mitjana; **PE:** Coves Petites; **DI:** Cova del Dimoni; **DR:** Coves del Drac; **PI:** Coves del Pirata; **PO:** Cova des Pont; **FA:** Cova de Cala Falcó; **VA:** Cova de Cala Varques A; **VB:** Cova de Cala Varques B; **SE:** Cova des Serral.

Tenemos por un lado una muestra (*MI-D3*) que se sitúa ya en los límites de resolución del método Th/U (>300,7 ka), perteneciente al paleonivel de cota +5,8 metros. Por otro lado, los análisis efectuados sobre la muestra del nivel de +4,9 metros sugieren una edad de 231,9 ka B.P., que podría corresponder con relativa claridad al estadio isotópico 7. Finalmente, las dataciones del paleonivel de +3,9 metros resultan del todo inconsistentes: las muestras *MI-D1a* y *MI-D1b* han suministrado unas relaciones isotópicas que impiden aventurar una edad más o menos fiable; mientras tanto, los análisis efectuados sobre las muestras *Mitj7a* y *Mitj7b* (pertenecientes al mismo espeleotema) dan edades de >275 ka y 88 ka respectivamente, evidenciando estos análisis que la parte externa del espeleotema en cuestión había experimentado pérdidas post-deposicionales de Uranio. Permanece abierta la incógnita acerca de si el citado paleonivel de +3,9 metros pertenece al subestadio 5a —como sugiere la datación de la muestra *Mitj7b*— o por el contrario dicha edad no es fiable, al haber sufrido el espeleotema intensos procesos de recristalización, tal y como podrían apuntar el resto de análisis efectuados sobre muestras pertenecientes a ese mismo paleonivel (muestras *Mitj7a*, *MI-D1a*, *MI-D1b*). Por otra parte, la presencia en la cercana Cova de na Barxa de un paleonivel perteneciente al subestadio 5e, pero situado a una cota bastante más baja (+2,4 m), podría quitar verosimilitud a la posible pertenencia de los depósitos de la Cova de na Mitjana al último interglacial. Pensamos que, a falta de datos isotópicos más concluyentes y en razón de la homogeneidad morfológica de las cristalizaciones freáticas de la cavidad que nos ocupa, puede no resultar aventurado adscribir el conjunto de estos depósitos al estadio isotópico 7, tal como apunta la muestra *MI-D2* (231,9 ka); en este sentido, no debe descartarse que la edad más alta obtenida para la muestra *MI-D3* (>300,7 ka) esté afectada también por la eventualidad de constituir las muestras de esta localidad sistemas abiertos desde el punto de vista isotópico. Es conveniente consignar aquí que GINÉS *et al.* (1975) proponían para estos espeleotemas una edad Eutirreniense en sentido amplio, la cual no se contradice con su atribución al estadio isotópico 7 que se postula ahora.

Nos ocuparemos ahora de un amplio abanico de muestras que se sitúan con claridad en el último interglacial: es decir el estadio isotópico 5, cuyos diferentes subestadios comprenderían el Eutirreniense típico, con fauna termófila plena, y el Neotirreniense. En bastantes de las localidades (Cova de na Barxa, Cova del Dimoni, Coves del Pirata, Cova de Cala Falcó, Cova de Cala Varques B, y Cova des Serral) se han muestreado paleoniveles de espeleotemas freáticos localizados a altitudes entre +1,4 y +2,5 metros, los cuales aportan edades que oscilan entre los 83,4 ka y los 130,4 ka B.P.; cifras éstas que concuerdan con la cronología habitualmente admitida al tratar del complejo período interglacial que se extiende entre el Riss y el Würm (MARTINSON *et al.*, 1987).

Dos de los espeleotemas analizados (ver Tabla 29), procedentes de la **Cova de Cala Falcó** y de la **Cova de Cala Varques B**, ambas en Manacor, dan edades en torno a los 83 ka (muestras *FA-D3-4* y *VB-D2*). Estas muestras se corresponderían con bastante certeza al subestadio isotópico 5a, que a su vez se podría correlacionar con el piso Neotirreniense de la terminología marina mediterránea. Otras dos muestras, la *DI-D3* de la **Cova del Dimoni** y la *Serr10* de la **Cova des Serral**, con edades cercanas a los 108 - 109 ka podrían ser atribuidas en cambio al subestadio 5c, si bien sus márgenes de error no descartarían su posible pertenencia al subestadio 5e.

Mucho más numerosas son las muestras datadas cuyas edades oscilan entre 112 ka y 130 ka (Figura 98, Tabla 29); estos espeleotemas pueden ser asignados con bastante probabilidad al subestadio 5e, el cual se correspondería con los yacimientos típicos del piso Eutirreniense (CUERDA, 1975; POMAR & CUERDA, 1979) caracterizados por la presencia de *Strombus bubonius*, junto a otras especies de alto valor crono-estratigráfico. Las muestras adscritas a este evento climático son: *BA-D3*, *DI-D1-1*, *DI-D1-2*, *PI-D1*, *VB-D1-2* y *SE-D2*, respectivamente de las siguientes localidades: **Cova de na Barxa** (Capdepera), **Cova del Dimoni**, **Coves del Pirata**, **Cova de Cala Varques B** y **Cova des Serral** (en Manacor). Recientes investigaciones (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996; NEUMANN & HEARTY,

1996; ZAZO, 1999) permiten individualizar, dentro del subestadio 5e, dos estabilizaciones altas del nivel marino en torno a los 117 ka y 135 ka B.P. Estos dos picos podrían ser reconocibles en los datos que se aportan ahora, si se atribuyen las muestras *BA-D3* y *PI-D1* a la pulsación de 135 ka y el resto (*DI-D1-1*, *DI-D1-2*, *VB-D1-2* y *SE-D2*) a la de 117 ka. De todas formas esta asignación más afinada resulta problemática, en razón de los relativamente amplios márgenes de error de algunas de las dataciones; así, por ejemplo, las muestras *BA-D3* y *PI-D1* sería factible asignarlas a cualquiera de los dos picos citados, mientras que algunos de los espeleotemas atribuidos al pico de 117 ka podrían corresponder asimismo al subestadio 5c.

Al tratar del último interglacial existe un amplio consenso con respecto a la relevancia del subestadio isotópico 5e, el cual implica sin duda un nivel marino superior al actual (Figura 49 a), y su posicionamiento cronológico en torno a los 120 - 130 ka (BUTZER, 1985; FAIRBANKS & MATTHEWS, 1978; HARMON, 1980, 1985; GALLUP *et al.*, 1994). Las informaciones sobre los subestadios 5a y 5c son bastante menos uniformes: algunos autores ven en ellos pulsaciones transgresivas menores, que quedan siempre por debajo del presente nivel marino (HARMON *et al.*, 1983; LI *et al.*, 1989; GALLUP *et al.*, 1994); otros investigadores (ver Figura 49 b) enfatizan la relativa importancia del subestadio 5a (NEUMANN & HEARTY, 1996; HEARTY, 1998), mientras que ZAZO *et al.* (1997) sitúan el Neotirreniense del Cuaternario marino de Mallorca en el evento 5c, no consignando depósitos del subestadio 5a en nuestra isla.

A pesar de esta patente disparidad de criterios —condicionada en cada caso por el marco específico del área geográfica estudiada por los diversos autores (Bahamas, Bermudas, Mediterráneo occidental...)—, a partir de los datos aportados por las muestras de espeleotemas freáticos analizadas (ver Tabla 29) parecen distinguirse en Mallorca al menos tres estabilizaciones marinas altas a edades de 83 ka, 108 ka y 113 - 130 ka B.P. correlacionables, a falta de más precisiones, con los subestadios isotópicos 5a, 5c y 5e respectivamente. Tal y como se puede constatar observando los

resultados tabulados, se ha optado por asignar las muestras datadas al evento climático sugerido por la edad estadísticamente más probable para cada una de ellas, teniendo en cuenta además que las distintas estabilizaciones positivas del Mediterráneo propuestas ahora vienen documentadas por más de una datación en cada caso (Figura 98). A modo de conclusión parcial, se puede afirmar que la visión de las pulsaciones transgresivas del último interglacial, proporcionada por el estudio isotópico de los espeleotemas freáticos de Mallorca, resulta del todo coherente con el conocimiento que se tiene de este evento climático a escala global; además, queda bien patente cómo este tipo de depósitos representa un valioso y poco conocido registro que complementa y precisa el, ya de por sí rico, registro marino del Pleistoceno Superior de nuestra isla.

Ocupándonos ya de los espeleotemas que proporcionan una cronología holocénica, tenemos por una parte la muestra *Pont9* procedente de la **Cova des Pont**, de Manacor (ver Figura 37), cuya antigüedad es de 6,6 ka B.P. Resulta cuando menos curioso que este paleonivel de +2,1 metros —de características morfológicas similares al de las Coves del Pirata y localizado a idéntica elevación— presente una edad tan diferente. De todas maneras las relaciones isotópicas calculadas para la muestra *Pont9* no hacen sospechar de la fiabilidad de la datación; tan sólo cabe reseñar una relación $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ relativamente baja (13,7) que en teoría puede indicar la presencia de Torio no radiogénico, circunstancia que habría contribuido a que la edad aportada estuviese, en todo caso, sobrevalorada. A la vista de lo expuesto, este espeleotema debe ser asignado al máximo transgresivo postglacial Flandriense.

También se han realizado análisis sobre espeleotemas freáticos presuntamente subactuales, recolectados en el rango de fluctuación asociado al actual nivel marino, en la **Cova de Cala Varques A** (Manacor). Las dataciones de las muestras *Var1a* y *Var1b* han suministrado edades de 3,9 ka y 5,4 ka respectivamente, complementadas además con el análisis del espeleotema vadoso que sirve de soporte al sobrecrecimiento freático (muestra *Var1c*). La Figura 99 da cuenta de los resultados

cronológicos obtenidos en esta localidad, en los que cabe distinguir la deposición de una estalagmita durante el descenso del nivel marino ligado a la última glaciación (edad de 52,4 ka, que correspondería con el estadio isotópico 3), seguida de la formación del sobrecrecimiento freático datado (3,9 - 5,4 ka) correspondiente a la estabilización postglacial del nivel marino.

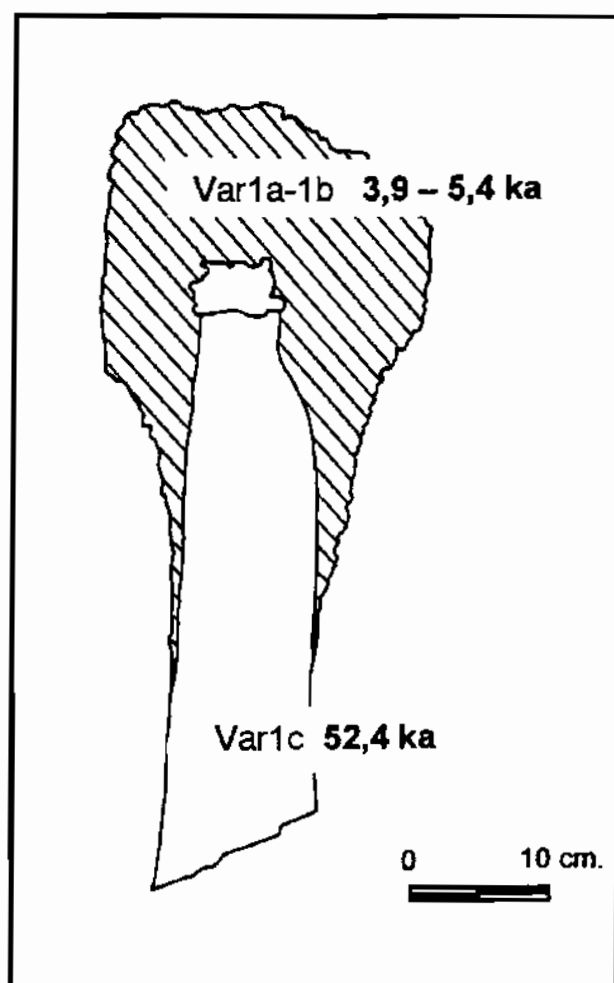


Figura 99:
Sección del espeleotema datado
procedente de la Cova de Cala
Varques A.

Se trata de una formación estalagmítica aérea (muestra *Var1c*) depositada durante un episodio de descenso relativo del nivel marino, afectada por un sobrecrecimiento freático (muestras *Var1a* y *Var1b*) situado en el presente rango de fluctuación de las aguas marinas. La edad del sobrecrecimiento es postglacial, mientras el espeleotema vadoso se depositó durante la última glaciación.

Los análisis de las series de Uranio, que acaban de ser comentados en detalle, han permitido el cálculo de la relación inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ para algunos de los espeleotemas estudiados (ver Tabla 29). Dicha relación isotópica refleja la naturaleza litológica de los materiales donde se desarrollan las cuevas. En general, relaciones $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ inferiores a 1,25 (ANDREWS *et al.*, 1989; GINÉS & GINÉS, 1989a) serían representativas de los espeleotemas procedentes de cuevas situadas en las calizas y dolomías jurásicas (Cova de na Mitjana, Coves Petites, Cova de na Barxa), mientras que valores más altos suelen estar asociados a muestras de localidades

ubicadas en las calcarenitas del Mioceno Superior (Coves del Pirata, Cova de Cala Falcó, Cova de Cala varques B, Cova des Serral, por ejemplo).

El contenido de Uranio de los espeleotemas depende de la concentración de este elemento en las soluciones que les dieron origen: agua dulce, agua marina, y la mezcla en diferentes proporciones entre ellas, estando el agua marina fuertemente enriquecida en Uranio. Esto queda bien documentado comparando la abundancia de Uranio en los espeleotemas vadosos —58 ppb para una estalactita aérea de la Cova de Cala Varques B— con las magnitudes medidas en los espeleotemas freáticos, las cuales pueden alcanzar contenidos de Uranio del orden del ppm. Los espeleotemas freáticos muestran concentraciones de Uranio muy variables, relacionadas con la cantidad de agua marina presente en los lagos hipogeos. Los mayores contenidos han sido encontrados en la Cova del Dimoni y en las Coves del Drac (>2.000 ppb de Uranio), localidades en las que la relación inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ se aproxima al valor del agua del mar (1,15), confirmando la presencia de una notable componente de agua marina en el sistema. Aunque las dos cuevas citadas están localizadas en las calcarenitas miocenas, y por tanto podrían tener relaciones iniciales $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ superiores a 1,25, los bajos valores que se han medido en sus muestras están justificados por la presencia de agua marina en el sistema, la cual tiene contenidos de Uranio significativamente altos y bajas relaciones iniciales $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$.

La complejidad interpretativa de los datos que acabamos de repasar de forma detallada, los cuales aparecen reunidos en la Tabla 29 y en la Figura 98, se diluye sustancialmente con una adecuada representación gráfica. En este sentido, la mera visualización de la Figura 100 nos aporta una visión bastante más ilustrativa de lo que se podría desprender de la simple lectura de la pormenorizada discusión precedente. Los aspectos básicos que son ilustrados por esta gráfica se pueden sistematizar así:

- Presencia de unas pocas muestras de cronología claramente holocénica, relacionadas con la subida postglacial del nivel marino.

- Numerosas dataciones, de al menos seis localidades, nos documentan los distintos subestadios del último interglacial (estadio isotópico 5), los cuales se hallan registrados mediante espeleotemas freáticos que determinan paleoniveles a altitudes comprendidas entre +1,4 y +2,5 metros s.n.m.
- Una sola muestra parece corresponder de manera plausible al estadio isotópico 7, perteneciente a un paleonivel marino de cota aproximada +5 metros.
- Cuatro muestras, de tres localidades distintas, aportan edades mínimas superiores a los 200 ka, aunque su cronología debe remontarse al menos con toda seguridad al estadio isotópico 9. La altimetría superior a los +30 metros s.n.m. de los espeleotemas freáticos de las Coves Petites, abunda en el sentido de una adscripción de las muestras de esta localidad a algún interglacial del Pleistoceno Medio (estadios 11 ó 13?).
- Finalmente, la datación de una estalagmita aérea que sirve de soporte a un sobrecrecimiento freático subactual, documenta el previsible descenso del nivel marino acontecido durante la última glaciación (estadio isotópico 3).

Los datos suministrados por estos programas de dataciones confirman la hipótesis geomorfológica establecida previamente, que correlacionaba los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca con estabilizaciones del nivel marino asociadas a episodios interglaciales (GINÉS & GINÉS, 1974; GINÉS *et al.*, 1981a). Por lo tanto, los espeleotemas freáticos se muestran especialmente útiles de cara a contribuir al conocimiento de la historia del nivel del Mediterráneo durante el Pleistoceno Medio y Superior y el Holoceno, tal como se pretende demostrar a lo largo de estas páginas.

Por otra parte queda bien evidenciada la validez del método de datación basado en las series del Uranio, de cara a la determinación cronológica de estas llamativas formaciones secundarias constituidas por los espeleotemas freáticos de Mallorca. No en vano, hoy en día este método

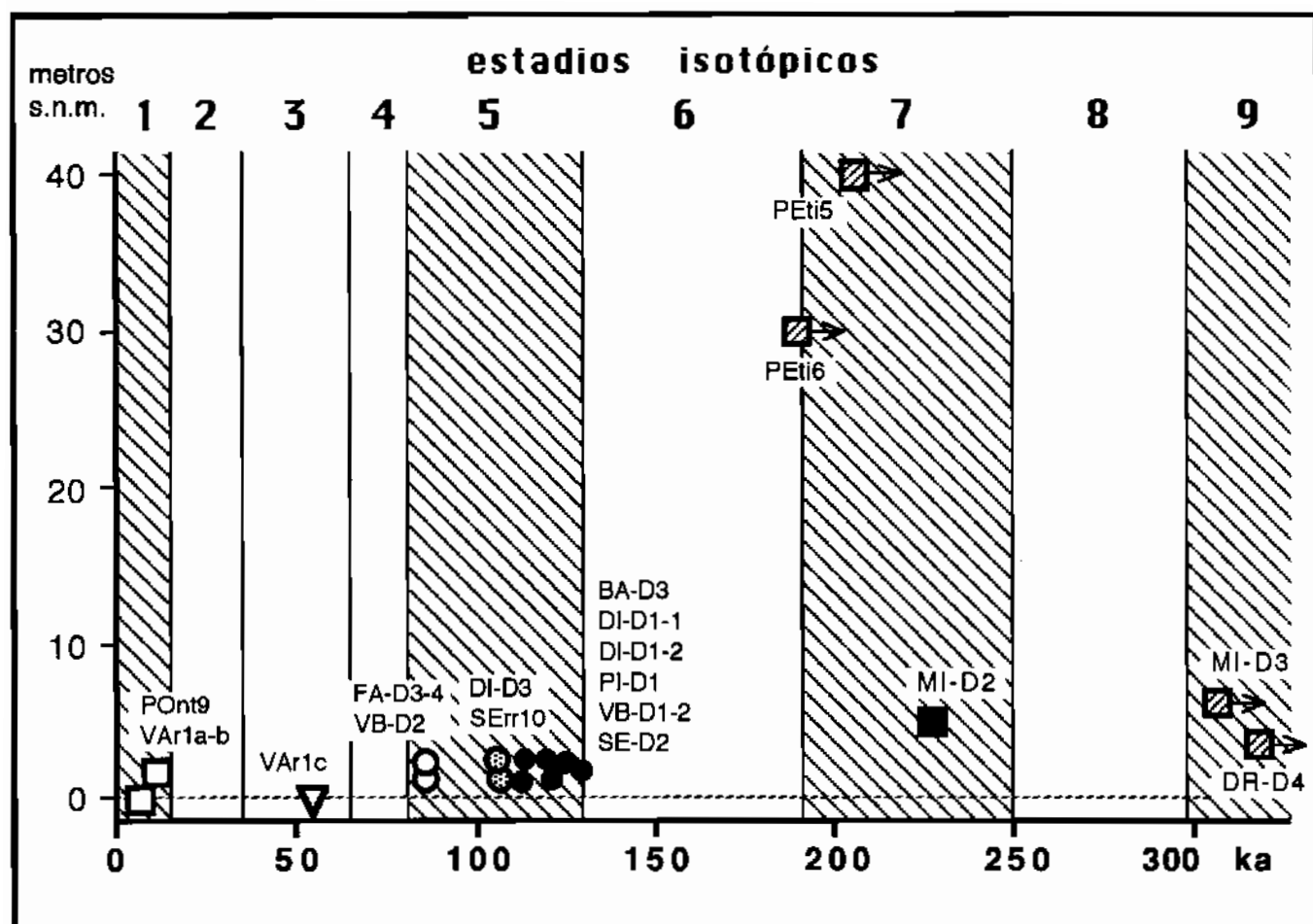


Figura 100: Resultados de los programas de dataciones Th/U de espeleotemas freáticos relacionados con eventos transgresivos de signo cálido, referenciados al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han representado rayados los estadios climáticos que implican un nivel del mar semejante o superior al actual.

Cuadrados blancos: muestras correspondientes al estadio isotópico 1; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5a; **círculos punteados:** muestras atribuidas al subestadio 5c; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrados negros:** muestras atribuidas al estadio 7; **cuadrados rayados:** muestras atribuibles como mínimo al estadio 9; **triángulo blanco:** estalagmita aérea depositada durante el estadio 3.

BA: Cova de na Barxa; **MI:** Cova de na Mitjana; **PE:** Coves Petites; **DI:** Cova del Dimoni; **DR:** Coves del Drac; **PI:** Coves del Pirata; **PO:** Cova des Pont; **FA:** Cova de Cala Falcó; **VA:** Cova de Cala Varques A; **VB:** Cova de Cala Varques B; **SE:** Cova des Serral.

isotópico es el que mejores resultados aporta en cuanto a la datación de los depósitos carbonatados de las cavidades kársticas (GASCOYNE, 1984; FORD, 1997).

6.6.2. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos situados a cotas negativas

Se han datado en total 18 muestras —recolectadas en 4 cuevas de la costa oriental de Mallorca— correspondientes a paleoniveles de espeleotemas freáticos dispuestos a profundidades que oscilan entre los -1,5 metros (Cova de sa Gleda, Manacor) y los -23 metros por debajo del actual nivel del Mediterráneo (Cova den Passol, Felanitx).

Han resultado particularmente abundantes los paleoniveles observados y muestreados en torno a los 15 metros de profundidad, en todas las localidades investigadas; este hecho es concordante, en principio, con la abundancia a dicha cota de paleoformas de abrasión marina, reseñadas por GRÀCIA *et al.* (1997) en la costa de Portocolom. En concreto, más de la mitad de las muestras (10 espeleotemas) han sido recogidas entre las cotas -13 y -17 metros bajo el presente nivel marino, habiéndose datado 4 muestras a cotas cada vez más bajas, próximas o algo superiores a la veintena de metros de profundidad. Los paleoniveles de espeleotemas freáticos detectados a profundidades menores de 13 metros son relativamente escasos, constatándose de momento una ausencia de este tipo de depósitos entre las cotas -1,5 y -8 metros. No ha sido posible datar dos de los paleoniveles marinos negativos registrados en la **Cova de Cala Varques B** (a -13,5 y -21 metros), debido a las alteraciones geoquímicas sufridas por las muestras a causa de los intensos procesos de redisolución que les han afectado.

La situación aproximada de las cuevas muestreadas aparece reflejada en la Figura 93. Asimismo, remitimos al lector a la Tabla 27 para la obtención de precisiones mayores sobre las cavidades investigadas, los paleoniveles observados en cada una de ellas, así como sobre las muestras que se han preparado para su datación.

El estudio de estas muestras de espeleotemas freáticos, situados a cotas inferiores al presente nivel marino, sólo ha sido posible gracias a la

inestimable dedicación de los colegas y amigos Francesc Gràcia y Bernat Clamor, quienes se han ocupado de la arriesgada detección y recolección subacuática de estos depósitos. Su gran experiencia en el campo del espeleobuceo ha hecho posible emprender una línea de investigación muy novedosa, como es el conocimiento de las estabilizaciones negativas del Mediterráneo asociadas a pulsaciones o eventos de carácter frío.

Resultados. La Tabla 30 reúne los resultados analíticos de las dataciones Th/U de los espeleotemas freáticos correspondientes a paleoniveles marinos inferiores al actual, indicándose las edades calculadas en base a dichos resultados. Todas las dataciones han sido efectuadas mediante técnicas de espectrometría alfa.

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	U (ppb)	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_0$	$^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$	$^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$	edad (ka $\pm 1\sigma$)
Cova de	VB-D3	-14	690 \pm 18	1,892 \pm 0,034	2,271 \pm 0,055	300 \pm 77	0,735 \pm 0,028	125 \pm 8
Cala Varques B	VB-D5	-16,5	743 \pm 12	1,613 \pm 0,022	1,875 \pm 0,032	854 \pm 211	0,727 \pm 0,014	125,6 \pm 4,2
Cova de sa Gleda	GL-D1	-15	409 \pm 5	2,021 \pm 0,020	2,267 \pm 0,025	876 \pm 227	0,530 \pm 0,009	76,2 \pm 1,8
	GL-D2	-14	342 \pm 10	1,586 \pm 0,040	1,890 \pm 0,067	250 \pm 80	0,793 \pm 0,035	147,4 \pm 12
	GL-D3	-17,5	438 \pm 6	1,960 \pm 0,022	2,244 \pm 0,029	42 \pm 2	0,602 \pm 0,011	91,4 \pm 2,4
	GL-D4	-1,5	80 \pm 2	1,154 \pm 0,038	> 1,554	∞	1,035 \pm 0,065	> 350
	GL-D5	-16	380 \pm 10	2,105 \pm 0,051	2,384 \pm 0,065	201 \pm 47	0,540 \pm 0,018	78 \pm 3,6
Cova den Passol	PS-D1	-8	278 \pm 6	1,203 \pm 0,034	1,359 \pm 0,059	139 \pm 31	0,877 \pm 0,026	201,4 \pm 16
	PS-D2	-10,5	210 \pm 7	1,630 \pm 0,064	1,835 \pm 0,085	29 \pm 4	0,632 \pm 0,028	100 \pm 7
	PS-D3	-12	91 \pm 3	1,510 \pm 0,061	1,612 \pm 0,073	10 \pm 1	0,456 \pm 0,020	63,7 \pm 3,7 (*)
	PS-D4	-13,5	354 \pm 8	1,173 \pm 0,023	> 1,1483	216 \pm 34	1,014 \pm 0,027	> 350
	PS-D5	-18	155 \pm 4	1,708 \pm 0,047	1,935 \pm 0,063	1948 \pm 2168	0,627 \pm 0,025	98 \pm 6
	PS-D6	-23	278 \pm 7	1,594 \pm 0,035	2,342 \pm 0,170	156 \pm 23	1,035 \pm 0,030	288 \pm 41
	PS-D7	-15,5	138 \pm 2	1,902 \pm 0,030	2,092 \pm 0,037	199 \pm 39	0,483 \pm 0,010	67,6 \pm 1,8
Cova des Drac de Cala Santanyí	CS-D1	-13,5	234 \pm 7	1,128 \pm 0,044	1,267 \pm 0,110	22 \pm 3	0,938 \pm 0,044	260 \pm 90
	CS-D2	-15	187 \pm 3	1,297 \pm 0,021	1,404 \pm 0,029	53 \pm 9	0,651 \pm 0,019	108,3 \pm 5
	CS-D3	-17	292 \pm 6	1,337 \pm 0,028	1,422 \pm 0,035	62 \pm 7	0,534 \pm 0,014	79,6 \pm 3
	CS-D4	-19	283 \pm 10	1,271 \pm 0,050	1,516 \pm 0,110	6,6 \pm 0,4	0,925 \pm 0,038	< 227 (*)
(*) posible presencia de ^{230}Th no radiogénico								

Tabla 30: Resultados analíticos de las dataciones efectuadas mediante el método Th/U, correspondientes a paleoniveles de espeleotemas freáticos de cota inferior al actual nivel marino.

Las edades obtenidas oscilan entre los 63,7 ka (estadio isotópico 4) y > 350 ka B.P., cronología que ha de corresponder como mínimo al estadio isotópico 9. Las muestras datadas cuyas edades son inferiores a los 300 ka se corresponderían con estabilizaciones bajas del nivel marino atribuibles sin dificultad, desde el punto de vista cronológico, a los estadios numerados del 4 al 8 por SHACKLETON & OPDYKE (1973). En particular, están bien representados varios paleoniveles regresivos relacionados con el estadio isotópico 4 (edades entre 63,7 y 79,6 ka), el cual supondría ya la transición hacia unas condiciones climáticas que marcan el inicio de la última glaciación (Würm). También se constatan bastantes dataciones que documentan pulsaciones negativas correspondientes a diversos de los subestadios que se distinguen habitualmente dentro del último interglacial (estadio 5).

En general los espeleotemas freáticos recolectados ponen de manifiesto la existencia de abundantes paleoniveles marinos situados entre las cotas -10 y -20 metros, con un máximo de ellos concentrados entre los 13 y los 17 metros de profundidad, como ya se ha indicado antes; tan sólo unas pocas muestras han sido tomadas por encima y por debajo del mencionado rango de profundidades. A pesar de las numerosas muestras recogidas a cotas coincidentes o muy próximas entre sí (siempre cercanas a los -15 metros), los resultados analíticos no permiten establecer correlaciones geomorfológicas claras de estos depósitos, que hagan posible aventurar su cronología en base a criterios altimétricos. Por ejemplo, dos espeleotemas muestreados a -15 metros (*GL-D1* y *CS-D2*) han arrojado unas edades bien diferenciadas de 76,2 ka y 108 ka B.P. respectivamente (ver Tabla 30). Lo mismo sucede con las muestras *VB-D3* y *GL-D2* (-14 metros ambas) con edades de 125 ka y 147 ka, o las *CS-D1* y *PS-D4* (-13,5 metros) de cronologías respectivas evaluadas en 260 ka y >350 ka. Queda patente pues la complejidad de la historia reciente del nivel del Mediterráneo, desde el momento en que además es posible tener acceso a datos sobre una vertiente del todo inédita de esta cuestión. A continuación se desarrollarán estos temas con detenimiento, siguiendo un orden de antigüedad

decreciente para la discusión de las informaciones aportadas por las muestras que han sido datadas.

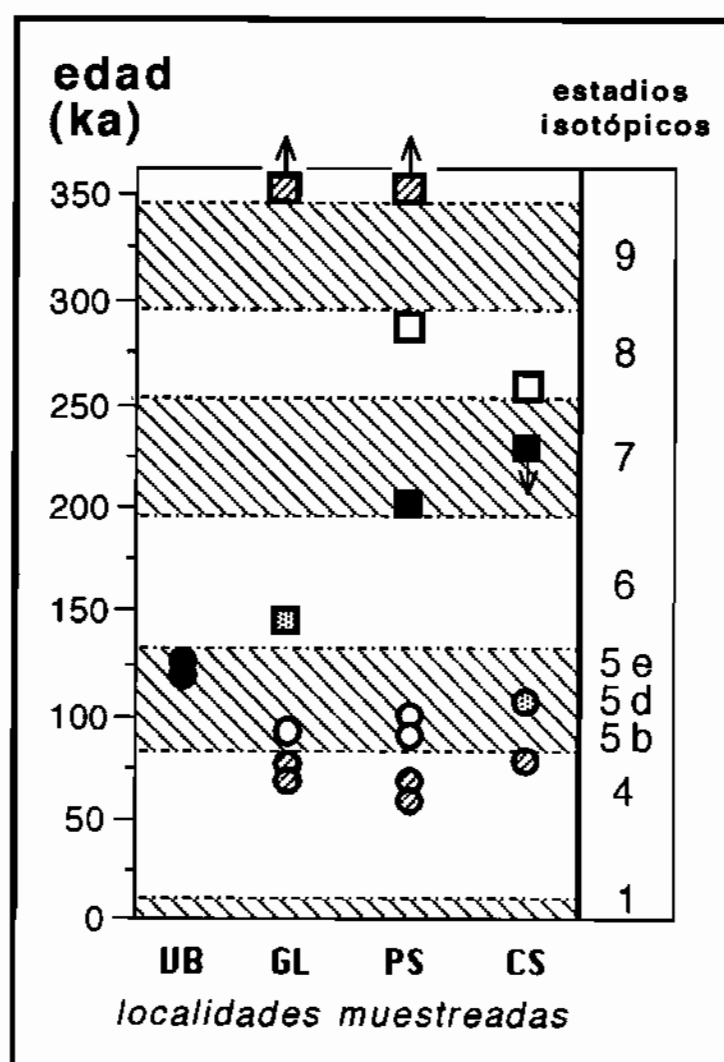
Discusión. Con la intención de hacer más fácil la exposición de los resultados correspondientes a las dataciones de espeleotemas freáticos situados por debajo del presente nivel marino (Tabla 30), se han representado gráficamente en la Figura 101 las edades de los especímenes analizados. En el mencionado gráfico las muestras aparecen agrupadas por localidades, referenciándolas al registro marino de isótopos de oxígeno para su unívoca ubicación geocronológica.

Figura 101:

Edades de los espeleotemas freáticos relacionados con estabilizaciones del nivel marino a cotas negativas, obtenidas mediante el método Th/U. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

Círculos rayados: muestras atribuibles al estadio isotópico 4; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5b; **círculo punteado:** muestra atribuida al subestadio 5d; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrado punteado:** muestra correspondiente al estadio 6; **cuadrados negros:** muestras atribuidas al estadio 7; **cuadrados blancos:** muestras pertenecientes al estadio 8; **cuadrados rayados:** muestras atribuibles como mínimo al estadio 9.

Las localidades aparecen representadas en el mismo orden que en la Tabla 30. **VB:** Cova de Cala Varques B; **GL:** Cova de sa Gleda; **PS:** Cova den Passol; **CS:** Cova des Drac de Cala Santanyí.



Refiriéndonos en primer lugar a las muestras de mayor antigüedad, dos de ellas (*GL-D4* y *PS-D4*) aportan relaciones isotópicas muy próximas a

la unidad, por lo que sólo es factible atribuirles una edad mínima superior a los 350 ka B.P. (estadio isotópico 9, como mínimo). La altimetría de estas muestras —procedentes de la **Cova de sa Gleda**, en Manacor, y de la **Cova den Passol**, en Felanitx— es de -1,5 y -13,5 metros respectivamente, lo cual supone la existencia de sendas estabilizaciones del nivel marino a dichas cotas negativas, en algún momento no determinado del Pleistoceno Medio o Inferior.

Otros dos de los espeleotemas datados quedan encuadrados a la perfección en el estadio isotópico 8, evento de signo frío al que iría, en principio, asociado un nivel marino en general inferior al presente. Por una parte, la muestra *PS-D6* (288 ka) de la **Cova den Passol** nos documenta una alineación de espeleotemas freáticos formada a 23 metros de profundidad, en relación con el término del estadio 9 y el comienzo del evento frío representado por el estadio 8. Por otro lado la muestra *CS-D1* (260 ka) de la **Cova des Drac de Cala Santanyí**, situada a una cota de -13,5 metros, se correspondería con el final del estadio 8, registrando una estabilización del nivel marino inserta en la tendencia transgresiva que conduciría al óptimo climático del penúltimo interglacial (estadio 7).

Dentro del estadio 7 se ubica sólo con claridad la muestra *PS-D1* (201,4 ka) procedente de la **Cova den Passol**. Este espeleotema, sito a -8 metros, parece susceptible de relacionarse con la regresión marina consecuente a la finalización de las dos pulsaciones cálidas que conforman el estadio 7 (ZAZO, 1999). Atribuible tal vez a este último evento estaría la muestra *CS-D4* de la **Cova des Drac de Cala Santanyí**, para la cual se apunta una cronología de 227 ka; la presencia de ^{230}Th no radiogénico en esta muestra impide precisar su edad, que necesariamente ha de ser inferior a la cifra mencionada.

El estadio isotópico 6 está representado por un paleonivel freático a -14 metros (muestra *GL-D2*), en la **Cova de sa Gleda**. Su situación en la parte final de dicho estadio de carácter frío, debe relacionarse con el tránsito

desde unas condiciones glaciales hacia el acontecimiento interglacial constituido por el estadio 5.

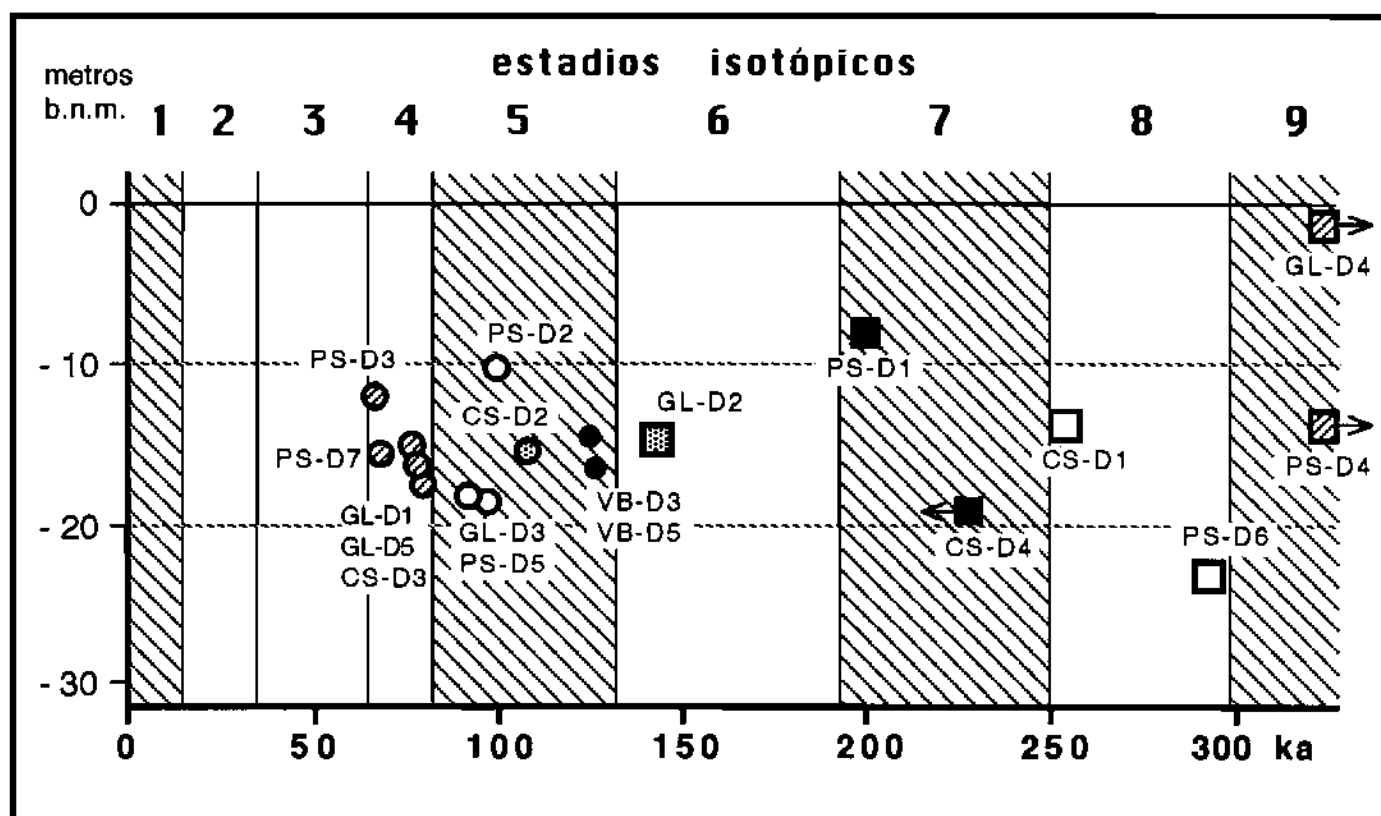


Figura 102: Resultados del programa de dataciones Th/U de espeleotemas freáticos relacionados con estabilizaciones del nivel marino a cotas negativas, referenciados al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la profundidad a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

Círculos rayados: muestras correspondientes al estadio isotópico 4; **círculos blancos:** muestras pertenecientes al subestadio 5b; **círculo punteado:** muestra atribuida al subestadio 5d; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e; **cuadrado punteado:** muestra correspondiente al estadio 6; **cuadrados negros:** muestras asignadas al estadio 7; **cuadrados blancos:** muestras pertenecientes al estadio 8; **cuadrados rayados:** muestras atribuibles como mínimo al estadio 9.

VB: Cova de Cala Varques B; **GL:** Cova de sa Gleda; **PS:** Cova den Passol; **CS:** Cova des Drac de Cala Santanyí.

Llegamos así a las muestras pertenecientes al último interglacial, que registran seis estabilizaciones marinas a cotas negativas, asociadas a los distintos subestadios del evento climático 5. Comenzando por los paleoniveles más antiguos, las muestras *VB-D3* y *VB-D5* de la **Cova de**

Cala Varques B, en Manacor, nos informan de una pulsación de signo frío situada en torno a los 125 ka, que ha dejado espeleotemas freáticos a las cotas -14 y -16,5 metros; este breve acontecimiento regresivo quedaría emplazado en pleno subestadio 5e, corroborando la existencia en dicho subestadio de dos picos de nivel marino alto sobre los 117 ka y los 135 ka B.P., separados por una pulsación descendente puesta ya de manifiesto en áreas geográficas bien diversas (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996; NEUMANN & HEARTY, 1996; HEARTY, 1998). La muestra *CS-D2* —de la **Cova des Drac de Cala Santanyí**— aporta una edad de 108,3 ka que permite adscribirla al subestadio 5d, con independencia de que la presencia del subestadio 5c en el Pleistoceno Superior de Mallorca esté o no suficientemente contrastada. Finalmente, tres espeleotemas de la **Cova den Passol** y la **Cova de sa Gleda** (*PS-D2*, *PS-D5* y *GL-D3*) suministran edades comprendidas entre 91,4 ka y 100 ka, cronología que las coloca con bastante seguridad en el subestadio 5b; se trataría de una clara pulsación regresiva, de al menos 18 metros de magnitud, que precedería al pico cálido correspondiente al subestadio 5a (83 ka B.P.).

Asimismo se han datado cinco muestras —procedentes de la **Cova de sa Gleda**, **Cova des Drac de Cala Santanyí** y **Cova den Passol** (*GL-D1*, *GL-D5*, *CS-D3*, *PS-D3* y *PS-D7*)— que registran otros tantos paleoniveles marinos a profundidades de entre -12 y -17 metros. Las edades obtenidas abarcan desde 63,7 ka hasta 79,6 ka, lo cual supone su pertenencia al estadio isotópico 4, que marca el final del último período interglacial. Las muestras pertenecientes a este subestadio presentan, en líneas generales, una tendencia altimétrica ascendente conforme disminuye la edad de los espeleotemas, lo que podría indicar una tónica transgresiva ligada a la suavización termométrica asociada a su creciente proximidad al estadio isotópico 3.

Los análisis de las series de Uranio realizados han permitido calcular la relación inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ de estos espeleotemas freáticos situados por debajo del nivel marino presente (Tabla 30). Ya exponíamos al ocuparnos de los paleoniveles de cotas superiores al ± 0 actual, que esta relación

isotópica viene en buena medida determinada por la naturaleza litológica de las rocas donde están enclavadas las cavidades. En el caso de las muestras obtenidas en las cuatro cuevas investigadas, la relación inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ es siempre superior a 1,25 tal como sucedía en las localidades excavadas en las calcarenitas del Mioceno Superior (ver Tabla 29); en este sentido, recordaremos que valores inferiores a 1,25 sólo se obtenían en los espeleotemas procedentes de cavidades localizadas en las calizas y dolomías jurásicas de las Serres de Llevant.

En cuanto al contenido de Uranio de los espeleotemas analizados, éste presenta valores comprendidos entre 80 ppb (muestra *GL-D4*) y 743 ppb (muestra *VB-D5*) superando los 200 ppb en la gran mayoría de las muestras. Al referirnos a los espeleotemas freáticos de cotas positivas, ya se comentaba el alto contenido en Uranio que presentaban éstos, relacionado con la mayor o menor presencia de agua marina en el sistema hidroquímico. A este respecto, conviene recordar que estas cristalizaciones freáticas alcanzaban contenidos en Uranio incluso del orden del ppm, frente a los 58 ppb medidos para una estalactita vadosa.

Se ha considerado necesario recopilar las informaciones objeto de la presente discusión, exponiéndolas en una gráfica que recoja de manera ilustrativa los datos incluidos en la Tabla 30 y en la Figura 101. Para lograr este fin, en la Figura 102 se han situado los distintos paleoniveles de espeleotemas freáticos datados, representando en ordenadas la profundidad a la que se encuentran y en abscisas los estadios isotópicos y su cronología expresada en ka. La simple visualización de esta figura permite distinguir los siguientes aspectos básicos, los cuales acaban de ser discutidos de forma pormenorizada:

- Cinco dataciones, de tres localidades diferentes, nos registran diversas estabilizaciones del nivel marino entre -12 y -17 metros, ocurridas en el estadio isotópico 4.
- Un total de seis muestras —procedentes de cuatro cavidades— dan cuenta de varias pulsaciones regresivas, de al menos 18 metros de

magnitud, que tuvieron lugar durante el estadio 5 (o sea el último interglacial). Concretamente quedan bien documentados algunos paleoniveles marinos negativos pertenecientes al subestadio 5b, así como un brusco pico regresivo acontecido en pleno subestadio 5e.

- Un solo espeleotema parece corresponder con bastante seguridad al estadio isotópico 6, perteneciente a un paleonivel marino de cota -14 metros.

- Dos muestras, de localidades diferentes, pueden ser adscritas a pulsaciones de signo frío ocurridas durante el estadio 7. De todos modos, una de dichas muestras está afectada por la presencia de ^{230}Th no radiogénico, por lo que su cronología es bastante inconsistente.

- Otros dos espeleotemas registran estabilizaciones del nivel marino a cotas negativas (-23 y -13,5 metros), atribuibles respectivamente al comienzo y al final del estadio isotópico 8.

- Finalmente, dos muestras recolectadas a -1,5 y -13,5 metros aportan edades mínimas superiores a los 350 ka, cuya cronología debe remontarse cuando menos al estadio isotópico 9.

Las dataciones Th/U llevadas a cabo sobre paleoniveles de espeleotemas freáticos situados a cotas inferiores a la actual superficie de las aguas marinas, suponen una novedosa fuente de información sobre una vertiente poco conocida de la historia del nivel de la mar en el Mediterráneo Occidental. De hecho el registro marino clásico (playas fósiles, plataformas de abrasión...) no es capaz por lo general de suministrar informaciones sobre eventos regresivos, salvo en costas sometidas a intensa elevación tectónica; en litorales tectónicamente estables los restos de estas antiguas líneas de costa, correspondientes a pulsaciones de carácter frío, se hallan sumergidos y, en consecuencia, son de muy difícil estudio por parte del cuaternarista. En el caso de las cuevas kársticas litorales, persiste la dificultad técnica inherente a la observación y recolección de estos espeleotemas freáticos sumergidos pero, en cambio, estas cristalizaciones representan un excelente registro de las vicisitudes sufridas por el nivel marino, ajeno al enmascaramiento o a la interferencia por parte de otros procesos geodinámicos litorales posteriores. La posibilidad de datar estos depósitos,

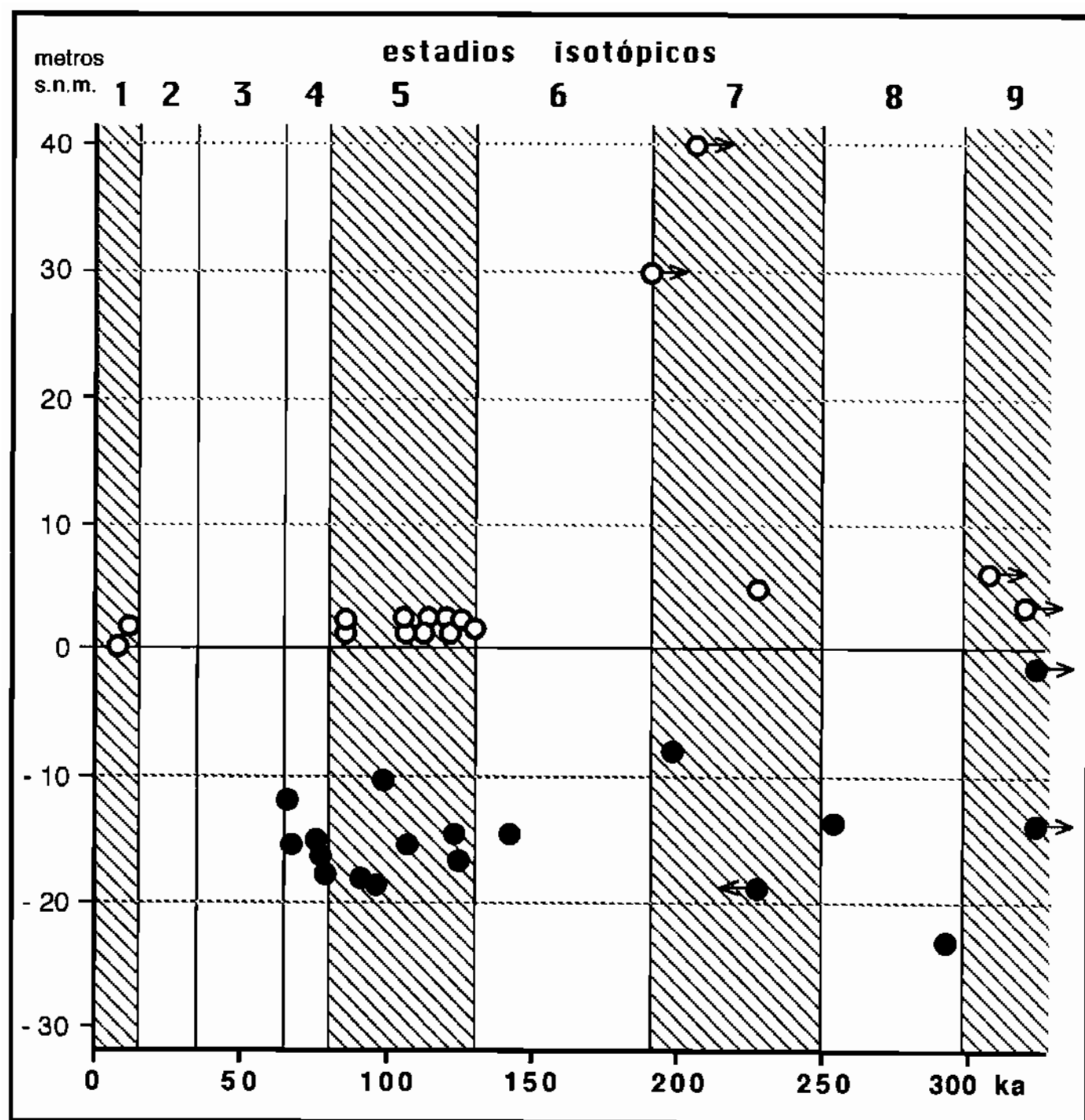


Figura 103: Resultados de los programas de dataciones Th/U de espeleotemas freáticos relacionados con antiguos niveles del Mediterráneo, referenciados al registro marino de isótopos de oxígeno (ver discusión detallada en el texto).

En ordenadas se recoge la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han representado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

Círculos blancos: muestras correspondientes a paleoniveles freáticos de cota igual o superior al actual nivel marino; **círculos negros:** muestras pertenecientes a estabilizaciones del nivel de la mar a cotas negativas.

mediante técnicas radiométricas, viene a redondear el potencial cronoestratigráfico de este peculiar registro paleoambiental.

Dentro de esta línea de razonamiento, la integración de todas las informaciones cronológicas suministradas por los espeleotemas freáticos datados —tanto por encima como por debajo del actual nivel del Mediterráneo— permitirá ensayar la construcción de una detallada curva eustática válida para el Pleistoceno Medio y Superior de Mallorca. Aunque estos aspectos serán desarrollados en detalle al final del presente bloque temático de esta memoria, adelantamos ahora un primer acercamiento a la cuestión en la Figura 103, la cual aglutina los datos altimétricos y cronológicos aportados por todas las muestras estudiadas en los diferentes programas de datación que hemos llevado a término. Esta gráfica pone de relieve una complicada sucesión de paleoniveles marinos registrados a cotas negativas, en correspondencia con estadios isotópicos de carácter frío (estadios 4, 6 y 8), alternándose con otros antiguos niveles del mar, a cotas superiores al actual ± 0 , asociados con acontecimientos climáticos de signo cálido (estadios 1, 5, 7 y 9). Aún así, esta pauta general se ve aderezada por la presencia (en el estadio isotópico 5) de diversas pulsaciones regresivas, relacionadas con diferentes subestadios que hoy en día se distinguen a lo largo del último interglacial.

Las curvas eustáticas que se puedan deducir del estudio de los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca, sin duda complementarán de modo eficaz el avanzado conocimiento que se tiene ya del Cuaternario marino de nuestra isla.

6.7. Las mediciones de ESR **(Electron Spin Resonance)**

De modo paralelo al primer programa de dataciones Th/U, desarrollado gracias al entusiasmo del Dr. G.J. Hennig, hubo ocasión de efectuar mediciones de ESR en algunas muestras de espeleotemas freáticos, procedentes de cavidades incluidas en la zona de trabajo escogida. Estas mediciones fueron realizadas a lo largo de los años 80, merced a la colaboración del *Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung*, de Hannover, quedando luego truncada esta línea de investigación a causa de la prematura defunción del mencionado colega y amigo. Se ha considerado pertinente incluir aquí los resultados obtenidos para dar salida a unas informaciones hasta ahora inéditas, las cuales será útil comparar con las dataciones Th/U efectuadas sobre las mismas muestras de espeleotemas freáticos.

El método de datación absoluta conocido bajo las siglas ESR (Electron Spin Resonance) está basado en la cuantificación de los defectos generados en la estructura cristalina de un depósito, a causa de la radiación tanto interna, procedente de la desintegración de radioisótopos, como cósmica que ha recibido la muestra a lo largo del tiempo. Forma parte, junto con la Termoluminiscencia (TL), de un grupo de técnicas de datación denominadas por algunos autores *radiogénicas* (GILLIESON, 1996) o *radiation damage techniques* (GEYH & SCHLEICHER, 1990), en contraposición a los métodos *radiométricos* en el sentido estricto (^{14}C , Th/U) basados en el desequilibrio radioactivo de isótopos inestables. Los fundamentos de la técnica ESR ya han sido tratados en el capítulo correspondiente dedicado a los métodos de estudio aplicados, pudiéndose profundizar en sus aspectos teórico-prácticos a través de diversas

publicaciones de síntesis sobre esta materia (HENNIG & GRÜN, 1983; GRÜN, 1985; GEYH & SCHLEICHER, 1990).

Sin profundizar en los mencionados aspectos, recordaremos que esta técnica procede a medir la radiación natural recibida por el espeleotema desde su deposición, es decir la *dosis acumulada* (*accumulated dose*; *total dose*; *archaeological dose*) que, dividida por la *dosis anual* (*annual dose*; *environmental dose*) de radiación evaluada para dicha muestra, nos da su edad absoluta. El principal problema para la aplicación de este método radica precisamente en la determinación de la dosis anual, valor que se basa en estimaciones más o menos fundamentadas de la tasa anual de radiación absorbida por el depósito. Por este motivo las mediciones de ESR suelen apoyarse en dataciones Th/U, que permitan contrastar los resultados obtenidos y calibrar la dosis anual a partir de edades de mayor fiabilidad. Un interesante ejemplo del uso combinado de ambos métodos, en una cavidad de nuestra isla, nos lo ofrecen las investigaciones efectuadas por GRÜN (1986) sobre la secuencia de espeleotemas freáticos de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia); en ella, dicho autor se ocupa de un detallado y complejo registro que cronológicamente abarcaría desde los 700 ka hasta los 200 ka B.P.

6.7.1. Resultados obtenidos

Se ha trabajado sobre seis muestras correspondientes a tres espeleotemas freáticos, procedentes de tres localidades distintas: Cova de na Mitjana y Coves Petites (Capdepera), y Cova de Cala Varques A (Manacor). De dichas muestras se efectuaron, además de mediciones de ESR, dataciones Th/U cuyos resultados han sido expuestos en el capítulo precedente. Aparte de los espeleotemas citados, se aportan también datos ESR inéditos sobre cuatro muestras de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia), que serán de alguna utilidad al proceder a la discusión del presente tema.

La Tabla 31 da cuenta de los resultados de las dataciones realizadas mediante el método ESR, habiéndose asimismo expresado en ella, para su comparación, las edades Th/U obtenidas para cada una de las muestras. Las dosis acumuladas medidas abarcan desde <1 krad —cifra correspondiente a un sobrecrecimiento freático subactual de la Cova de Cala Varques A— hasta 27 krad, valor que ha sido medido en un espeleotema freático de la Cova de sa Bassa Blanca situado a una cota de +35 metros s.n.m. Las edades ESR calculadas para dichos valores, según las dosis anuales estimadas en su día por HENNIG (*com. pers.*), comprenderían respectivamente de <20 ka, en el caso de la muestra más reciente, hasta 472 ka B.P. para la más antigua.

Estos valores que a primera vista pueden resultar coherentes, analizados en detalle denotan importantes contradicciones. Concretamente, las muestras de las Coves Petites aportan dosis acumuladas muy bajas (6 a 7 krad), cuando de hecho pertenecen a un paleonivel de espeleotemas freáticos al menos tan antiguo como los depósitos de la Cova de sa Bassa Blanca, los cuales presentan dosis acumuladas de 14 a 27 krad. Por otro lado, las dosis acumuladas medidas en las muestras de la Cova de na Mitjana son relativamente elevadas (10 a 12,7 kard), valores que podrían evidenciar dosis anuales muy dispares entre localidades distintas.

6.7.2. Discusión de los resultados

Como ya se ha apuntado con anterioridad, una de las principales limitaciones del método ESR reside en la determinación de la dosis anual asumible para cada muestra. Esta determinación habría requerido mediciones in situ de radiación gamma, aparte de la evaluación de la actividad de los radioisótopos (contenido de U y Th) lo que constituye la porción de origen interno (*internal dose*) de dicha dosis anual. Al no haberse podido profundizar en esta línea de investigación, los resultados cronológicos expuestos (ver Tabla 31) y la subsiguiente discusión se

basan en las dosis anuales estimadas en su día por HENNIG (*com. pers.*), las cuales oscilan entre 50 y 70 mrad/año.

localidad	muestra	altura s.n.m. (m)	dosis acumulada (krad)	dosis anual # (mrad)	edad ESR estimada (ka)	edad Th/U (ka)
Cv. de na Mitjana	Mitj7a	+3,9	12,7 ± 1,3	70	182 ± 18	> 275 ? (1)
	Mitj7b	+3,9	10,0 ± 0,5	70	143 ± 7	88,0 ± 4,0 (1)
Coves Petites	Peti5	+ 40	7 ± 1	70	100 ± 14	> 205 (1)
	Peti6	+ 30	6 ± 1	70	86 ± 14	> 187 (1)
Cv. Cala Varques A §	Var1a	± 0	< 1	50 - 70	< 20	3,9 ± 0,5 (1)
	Var1c	- 1	5,5 ± 0,5	70	78 ± 7	52,4 ± 5,0 (1)
Cv. sa Bassa Blanca	Bass2	+ 35	15 ± 3	50 - 70	265 ± 95	> 187 (2)
	Bass3a	+ 35	14 ± 3	50 - 70	249 ± 91	> 350 ? (2)
	Bass4	+ 35	27 ± 3	50 - 70	472 ± 128	> 285 (2)
	Bass8a	< 30	< 25	70	< 357	> 310 (2)
# dosis anual estimada (según HENNIG, <i>com. pers.</i>) § se trata de la estalagmita subaérea que sirve de soporte a la muestra Var1a (1) dataciones Th/U correspondientes a cavidades del área en estudio (ver Tabla 6/6/1) (2) edades Th/U según GINÉS & GINÉS (1993b)						

Tabla 31: Resultados de las dataciones de espeleotemas freáticos efectuadas mediante el método ESR. Se incluyen también, para su discusión, datos inéditos relativos a muestras procedentes de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia).

Comenzando la discusión por los depósitos más jóvenes, procedentes de la **Cova de Cala Varques A**, la muestra *Var1a* aporta una dosis acumulada <1 krad lo que supondría una edad inferior a los 20 ka. Esta cifra es coherente con la cronología postglacial del espeleotema freático analizado (edad Th/U de 3,9 ka), si bien la dosis acumulada medida sólo permite apuntar una edad máxima sin mayores precisiones. La estalagmita aérea (muestra *Var1c*), que sirve de soporte al sobrecrecimiento freático precedente, presenta una dosis acumulada de 5,5 krad lo que supone una edad ESR estimada de 78 ka; esta cronología, aunque bastante más elevada

que la edad Th/U obtenida (52,4 ka), situaría groseramente este espeleotema vadoso dentro de la última glaciación. Hay que decir con respecto a esta última muestra que, considerando del todo fiable su edad Th/U —la cual resulta de relaciones isotópicas consistentes—, la dosis anual presumible para la muestra *Var1c* se situaría en torno a los 105 mrad.

El espeleotema de la **Cova de na Mitjana** (Figura 41) suministra, en cambio, resultados mucho menos coherentes. Por una parte, la porción exterior del espeleotema (muestra *Mitj7a*) da una dosis acumulada de 12,7 krad, mayor que la de la porción más interna del mismo (muestra *Mitj7b*) con una dosis acumulada de 10 krad. Así pues la muestra *Mitj7a* tendría una edad ESR estimada en 182 ka, mientras que la edad Th/U arrojaría una cronología >275 ka, con las debidas reservas relacionadas con el bajísimo contenido de Uranio que presenta esa muestra. Por otro lado, para la parte interna del espeleotema (muestra *Mitj7b*) se le estimaría una edad ESR menor, en torno a los 143 ka, aún así más elevada que la edad Th/U obtenida (88 ka). En todo caso es de pura lógica que la porción interna del espeleotema freático de ningún modo puede ser más joven que las capas exteriores del mismo; esta anomalía podría ser atribuida a la presencia de procesos de recristalización —circunstancia ya argumentada al ocuparnos de las dataciones Th/U— los cuales habrían dado lugar a un “rejuvenecimiento” de la muestra, que afectaría a las edades sugeridas por los dos métodos de datación utilizados. Solamente resta añadir que la edad ESR de la muestra *Mitj7a* (182 ka) se acerca relativamente a la cronología propuesta en el capítulo anterior para los espeleotemas de esta localidad, que eran adscritos en su conjunto a un paleonivel marino correspondiente al estadio isotópico 7.

Los datos ESR relacionados con los espeleotemas freáticos de las **Coves Petites** (Figura 36) resultan totalmente inconsistentes. Las dosis acumuladas medidas en las muestras *Peti6* y *Peti5* son muy bajas (6 y 7 krad, respectivamente) lo que supondría edades ESR estimadas en torno a los 86 - 100 ka B.P.; es decir, el último interglacial. Por el contrario, la posición altimétrica de los espeleotemas muestreados en esta cavidad, los

cuales se sitúan a alturas comprendidas entre los +30 y +40 metros s.n.m., inclina a relacionarlos con algún paleonivel marino del Pleistoceno Medio (GINÉS, 1973), extremo éste que viene corroborado por las dataciones Th/U disponibles, que indican edades superiores a los 200 ka (ver Tabla 31). Abundando en este mismo sentido, las mediciones de ESR llevadas a cabo sobre cuatro muestras de la **Cova de sa Bassa Blanca**, las cuales son de una antigüedad presuntamente similar a causa de su altimetría (+35 metros s.n.m.), dan dosis acumuladas de 14 a 27 krad (edades ESR de 249 a 472 ka), cifras mucho mayores que las medidas en los espeleotemas de las Coves Petites. Las dataciones ESR de las muestras *Bass2*, *Bass3a*, *Bass4* y *Bass8a* apoyan pues un posicionamiento cronológico de estos paleoniveles más elevados que los situaría en algún evento cálido del Pleistoceno Medio (estadio 9, o incluso 11), tal y como viene avalado por las dataciones Th/U de esas mismas muestras. En base a lo expuesto, queda bien evidenciado que las edades ESR estimadas para los espeleotemas freáticos de las Coves Petites resultan del todo cuestionables.

Valorados en su conjunto, los resultados obtenidos a partir del uso de esta técnica de datación absoluta son bastante inconsistentes. A la dificultad ya mencionada de evaluar acertadamente la dosis anual de radiación presumible para cada muestra, hay que añadir los valores anómalos de dosis acumuladas observados en las muestras de la Cova de na Mitjana, donde se obtenía una edad creciente hacia la parte externa del espeleotema. Finalmente, las dosis acumuladas muy bajas medidas en las Coves Petites proporcionan edades que resultan contradictorias, tanto con las evidencias cronológicas derivadas de su ubicación altimétrica, como con las respectivas dataciones Th/U llevadas a cabo en esa misma localidad. Este hecho podría estar relacionado con la presencia de importantes procesos de recristalización en las muestras *Peti5* y *Peti6*, que habrían actuado en la línea de ocasionar un rejuvenecimiento de dichas muestras (GEYH & SCHLEICHER, 1990).

Es necesario hacer constar que, tras las muy buenas expectativas creadas en los primeros años de la experimentación del método ESR

(HENNIG & GRÜN, 1983; GRÜN, 1985), hoy en día existe un total acuerdo acerca de sus importantes limitaciones en lo que respecta a la datación de espeleotemas (FORD & WILLIAMS, 1989; GILLIESON, 1996; FORD, 1997). De este modo, se señalan como principales puntos débiles de este método los siguientes aspectos: existen considerables diferencias en las tasas de radiación registradas en muestras diversas pertenecientes a un mismo depósito; asimismo persiste una gran incerteza en la determinación correcta de la dosis anual, e incluso de la dosis acumulada. Aún reconociendo el potencial del método ESR, los resultados obtenidos hasta la fecha deben ser interpretados con suma cautela ya que, cuando se han podido comparar con dataciones efectuadas mediante otras técnicas suficientemente contrastadas (Th/U, por ejemplo), las correlaciones cronológicas observadas resultan a menudo muy pobres. De hecho, hay autores (GILLIESON, 1996) que consideran las mediciones de ESR más como una técnica de datación relativa que no como un método de datación absoluta en el sentido estricto. Los resultados que se han aportado ahora, sobre espeleotemas freáticos mallorquines, no hacen más que evidenciar las limitaciones del método que acabamos de reseñar.

6.8. Datos aportados por el estudio de algunos isótopos estables

Los principales elementos químicos que concurren en la disolución/precipitación de la calcita presentan dos o más configuraciones isotópicas, en las que el isótopo más pesado tiene uno o más neutrones extra en su núcleo. El principio básico de las investigaciones sobre isótopos estables gravita en el siguiente hecho: al ocurrir un cambio de estado (evaporación, precipitación...) el isótopo más pesado es concentrado o retenido preferencialmente en la fase más densa del sistema. Este mecanismo de *fraccionamiento isotópico* está controlado, entre otros factores, por la temperatura ambiental, de tal modo que el análisis secuencial de la composición isotópica de un determinado registro sedimentario puede ser de gran utilidad para ensayar reconstrucciones paleoambientales. En este sentido, no debe olvidarse que el establecimiento preciso de las vicisitudes paleoclimáticas de los tiempos pleistocénicos se ha fundamentado, a lo largo de las últimas décadas, en el estudio de isótopos estables ya sea en sedimentos marinos profundos (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; IMBRIE *et al.*, 1984; MARTINSON *et al.*, 1987), en calcitas freáticas depositadas a partir de aguas continentales (WINOGRAD *et al.*, 1988), o en sondeos efectuados en el hielo antártico (JOUZEL *et al.*, 1987). Partiendo de la base de que las cavidades subterráneas constituyen reductos climáticamente estables, siendo su temperatura muy próxima a la media anual de la temperatura exterior, los espeleotemas suponen en potencia excelentes registros de los cambios térmicos a escala global, entre otros parámetros climáticos (HARMON *et al.*, 1978b; HARMON, 1980).

Los isótopos que resultan de mayor interés de cara a estudios paleoclimáticos son el ^{16}O y el ^{18}O , procediéndose a la cuantificación del enriquecimiento o empobrecimiento de ^{18}O con respecto al ^{16}O como

consecuencia del mecanismo de fraccionamiento, el cual como ya se ha dicho está condicionado por la temperatura ambiental. La composición isotópica se suele indicar con la letra δ , la cual expresa en ‰ la diferencia entre la relación $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ medida en la muestra analizada y la misma relación correspondiente a un estándar convencionalmente admitido: SMOW para las aguas (*Sea Mean Oceanic Water*) y PDB para las calcitas (*PeeDee Belemnite*). Aunque no se trata ahora de desarrollar los fundamentos físico-químicos de estas técnicas de investigación paleoambiental, es oportuno anotar que —simplificando mucho— los precipitados cristalinos (calcita y/o aragonito) serán isotópicamente más pesados en relación inversa a su temperatura de deposición; o lo que es lo mismo, la proporción de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en un registro sedimentario disminuirá a medida que se incrementa la temperatura media. Para profundizar en estas cuestiones es necesaria la consulta de obras especializadas (FAURE, 1986; FORD, 1997; GILLIESON, 1996), de las cuales se ha efectuado ya un amplio resumen en el capítulo sobre los métodos de estudio aplicados.

En comparación con los trabajos realizados sobre isótopos estables del Oxígeno, se ha dedicado mucha menos atención a los registros de isótopos del Carbono en espeleotemas. La relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ registra usualmente oscilaciones cíclicas que son relacionables en gran medida con la incidencia de factores medioambientales (FORD, 1997); entre ellos se cuentan tanto cambios cualitativos y cuantitativos en la cubierta vegetal, como variaciones en el contenido de ^{13}C atmosférico ligadas a su vez a la actividad biológica.

El estudio de los isótopos estables del Oxígeno y del Carbono se muestra como una buena herramienta de reconstrucción paleoclimática, y paleoambiental en general. Es indiscutible la validez contrastada de estas técnicas, puesta de manifiesto en la cronoestratigrafía isotópica de los tiempos cuaternarios (SHACKLETON & OPDYKE, 1973; MARTINSON *et al.*, 1987), la cual es hoy en día aceptada de modo unánime. Por otra parte, los espeleotemas existentes en las cavidades subterráneas representan con

frecuencia excelentes registros de sedimentación química, controlada de forma directa por factores ambientales; este tipo de depósitos se genera en un medio climático estable, que es representativo de la temperatura media del área geográfica que alberga la cavidad. A la luz de lo expuesto, las investigaciones isotópicas desarrolladas sobre espeleotemas ofrecen un potencial enorme para profundizar en el conocimiento del Pleistoceno Medio y Superior, tal como lo denotan localidades como Devils Hole, en Nevada U.S.A. (WINOGRAD *et al.*, 1992), con su completo registro paleoclimático que abarca hasta 500.000 años B.P.

De modo complementario a la campaña de dataciones absolutas Th/U efectuadas en colaboración con el *Dipartimento di Scienze Geologiche, Università "Roma Tre"* (Roma), hubo la posibilidad de llevar a cabo análisis de isótopos estables del Oxígeno y del Carbono sobre muestras de espeleotemas procedentes de Mallorca. Estas investigaciones se han centrado en los espeleotemas freáticos objeto del mencionado programa de datación isotópica, aunque se extendieron también a diversas muestras de espeleotemas vadosos, así como a las aguas de los lagos hipogeos de algunas de las cuevas visitadas. El conjunto de datos que serán expuestos a continuación pretende aportar algo de luz sobre el comportamiento isotópico de la precipitación de carbonatos en la zona de mezcla litoral; asimismo se intentarán extraer algunas informaciones paleoclimáticas sobre el rango de edad que abarcan los espeleotemas freáticos datados y, más concretamente, sobre el último interglacial (estadio isotópico 5).

6.8.1. Análisis de isótopos estables de los espeleotemas

Se han analizado los isótopos del Oxígeno y del Carbono en 31 muestras tanto de espeleotemas freáticos (22 muestras) como de depósitos estalagmíticos vadosos (9 muestras), recolectadas todas ellas en cuevas del Levante de Mallorca. La situación de las cavidades queda reflejada en la Figura 93, al tiempo que algunas informaciones adicionales sobre las localidades aparecen en la Tabla 27. Los datos isotópicos obtenidos

aparecen grafiados en la Figura 104, pudiéndose consultar también en la Tabla 32; esta tabla incluye además las relaciones isotópicas determinadas para los materiales rocosos donde están excavadas algunas de las cavidades. De la gran mayoría de espeleotemas freáticos analizados se dispone de dataciones Th/U (ver Tabla 29), las cuales permitirán situar en el tiempo las interpretaciones paleoclimáticas que se puedan efectuar más adelante.

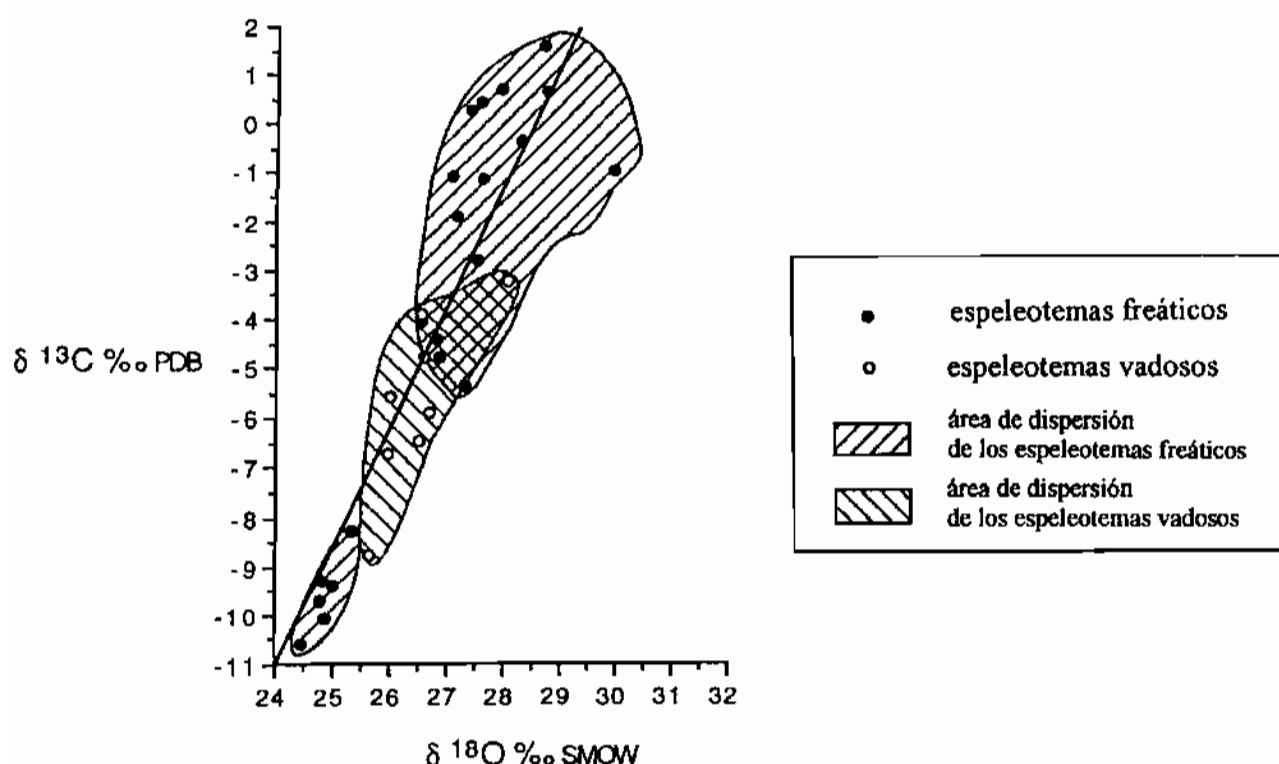


Figura 104: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para las dos grandes categorías de depósitos que se han considerado: *espeleotemas freáticos* y *espeleotemas vadosos*. Se han grafiado las áreas de dispersión correspondientes a los valores de cada una de dichas categorías. El coeficiente de correlación de la línea de regresión es 0,89.

Los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ presentan una covariación positiva (Figura 104); los datos se ajustan muy bien a una línea de regresión con un coeficiente de correlación de 0,89, indicando con claridad una casi perfecta correlación lineal. Idéntica correlación entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ ha sido encontrada en las zonas de mezcla de aguas meteóricas y marinas, en

<i>localidad</i>	<i>muestra</i>	$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ SMOW	$\delta^{13}\text{C} \text{‰}$ PDB
Cova de na Barxa	BA-D3	+ 30,01	- 1,00
	BA-CD	+ 28,47	- 0,31
Cova de na Mitjana	MI-D1a	+ 24,79	- 9,71
	MI-D1b	+ 24,46	- 10,60
	MI-D2	+ 24,85	- 10,04
	MI-D3	+ 24,81	- 9,26
	MI-CZ	+ 26,01	+ 0,70
Cova del Dimoni	<u>DI-D1-1</u>	+ 28,77	+ 0,62
	<u>DI-D1-2</u>	+ 27,09	- 1,06
	DI-D3	+ 28,33	- 0,35
	DI-CA	+ 26,22	- 4,77
Coves del Drac	DR-D4	+ 27,62	- 1,12
	DR-D1 §	+ 26,50	- 6,45
	DR-D2 §	+ 26,68	- 5,90
	DR-D7 §	+ 25,99	- 5,55
	DR-D8 §	+ 27,89	- 3,12
Coves del Pirata	PI-D1	+ 25,33	- 8,30
Cova des Pont	PO-D1	+ 25,02	- 9,37
Cova de Cala Falcó	FA-D2	+ 26,85	- 1,87
	<u>FA-D3-EC</u>	+ 28,74	+ 1,58
	<u>FA-D3-1</u>	+ 27,95	+ 0,68
	<u>FA-D3-2</u>	+ 27,61	+ 0,41
	<u>FA-D3-3</u>	+ 27,42	+ 0,30
	<u>FA-D3-4</u>	+ 27,16	- 1,94
	<u>FA-D3-5</u>	+ 27,54	- 2,81
	FA-D5 §	+ 26,59	- 4,77
	FA-D6 §	+ 25,94	- 6,73
	FA-CA	+ 26,58	- 3,26
Cova de Cala Varques B	<u>VB-D1-1</u>	+ 27,30	- 5,35
	<u>VB-D1-2</u>	+ 26,87	- 4,77
	VB-D2	+ 26,84	- 4,41
	VB-0 §	+ 26,56	- 3,89
	VB-3-1 §	+ 25,62	- 8,77
	VB-3-EC §	+ 28,11	- 3,23
Cova des Serral	SE-D2	+ 26,55	- 4,04
§ espeleotemas subaéreos depositados en condiciones vadosas			

Tabla 32: Composición isotópica de los espeleotemas y de las muestras de roca analizados (isótopos estables de O y de C). Se han subrayado los espeleotemas freáticos de los cuales han sido analizadas sus distintas capas de crecimiento.

Las muestras de roca aparecen en *cursiva*. **CA**: calcarenitas del Mioceno Superior; **CD**: calizas dolomíticas del Jurásico; **CZ**: calizas jurásicas.

diversas áreas geográficas (ALLAN & MATTHEWS, 1982; FRANK & LOHMANN, 1996). La covariación observada no es posible explicarla sólo en términos de fraccionamiento isotópico debido a variaciones en la temperatura, en razón de la relativa gran amplitud del rango de valores isotópicos obtenidos. Tampoco puede ser justificada en base a diferencias litológicas de las rocas encajantes, ya que espeleotemas con valores máximos y mínimos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (ver Tabla 32) se dan en cuevas formadas en el mismo tipo de materiales: las calcarenitas del Mioceno Superior del Migjorn de Mallorca (Cova des Pont, Coves del Pirata y Cova del Dimoni).

El contenido de Uranio de los espeleotemas —que oscila entre 50 ppb y 2,9 ppm— se correlaciona positivamente con $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 105), así como también con $\delta^{18}\text{O}$ habida cuenta de la correlación lineal entre C y O antes citada (ver Figura 104). Las covariaciones constatadas entre tales parámetros es plausible interpretarlas como una mezcla entre dos miembros extremos enriquecidos o empobrecidos en ^{18}O , ^{13}C y Uranio, que serían respectivamente las aguas marinas y las aguas subterráneas continentales.

En la Figura 104 es posible comprobar cómo un gran grupo de espeleotemas freáticos tienen valores elevados de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$, lo cual denota una composición isotópica más pesada que puede ser explicada en relación con una alta presencia de agua marina en el sistema hidrogeoquímico. Por el contrario, aquellos otros espeleotemas freáticos con relaciones isotópicas más bajas indicarían presumiblemente una menor componente de agua marina en las soluciones que los originaron. Los bajos valores de ^{18}O y de ^{13}C de estos últimos espeleotemas podrían ser justificados también en base a la actuación de procesos de diagénesis meteórica, pero esta posibilidad no queda sustentada por los análisis petrográficos de las muestras; además, tal como apuntan ALLAN & MATTHEWS (1982) y FRANK & LOHMANN (1996), las calcitas alteradas por estos procesos de diagénesis presentan un patrón isotópico caracterizado

por un amplio rango de valores de $\delta^{13}\text{C}$ y un rango mucho más estrecho de $\delta^{18}\text{O}$, el cual no es observable en nuestras muestras. Tal patrón resulta del hecho de que el valor de $\delta^{13}\text{C}$ de los productos de recristalización deriva de la combinación de dos fuentes de Carbono (CO_2 edáfico y minerales carbonatados inestables), mientras que la magnitud de $\delta^{18}\text{O}$ es dominada por una única fuente (el agua en la que ocurren los fenómenos de recristalización). La covariación positiva detectada también en este grupo de espeleotemas freáticos de composición isotópica ligera, sugiere un empobrecimiento en ^{18}O y ^{13}C de la solución que dió origen a estos depósitos.

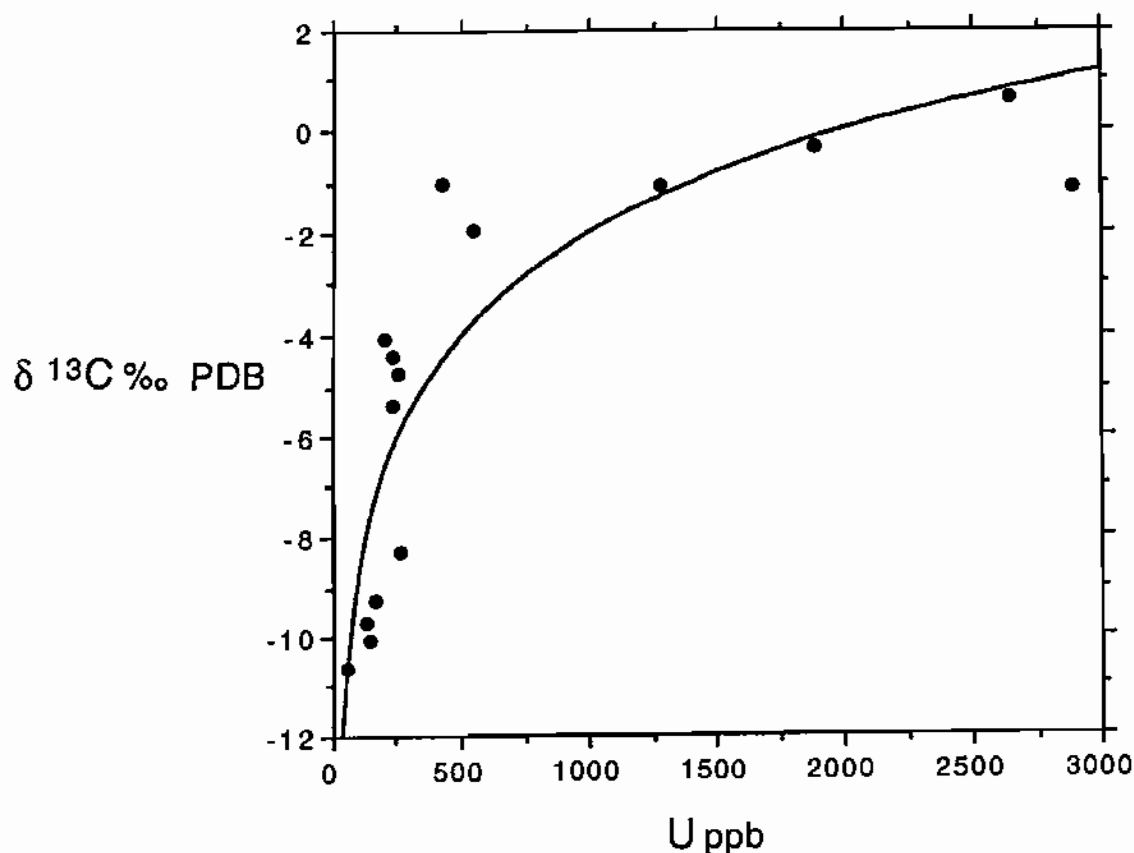


Figura 105: Valores de $\delta^{13}\text{C}$ y contenidos de Uranio correspondientes a los espeleotemas analizados. De modo análogo, esta gráfica sería válida para magnitudes de $\delta^{18}\text{O}$ *versus* U ppb, habida cuenta de la correlación lineal observada entre C y O (ver Figura 104).

Los puntos grafados se ajustan a una curva que representa la mezcla de dos componentes, definida por una relación isotópica ($\delta^{13}\text{C}$ o $\delta^{18}\text{O}$) y la concentración de otro elemento (Uranio); el agua marina y el agua dulce continental constituyen los miembros extremos de esa mezcla.

Los espeleotemas vadosos muestran unas relaciones isotópicas relativamente altas (Figura 104; Tabla 32), circunstancia que puede ser explicada por unos valores isotópicos más bien elevados correspondientes a las aguas dulces de infiltración que los depositaron. La composición isotópica tirando a pesada de los espeleotemas vadosos estudiados sería en todo caso indicativa de un importante descenso térmico, ligado a su deposición durante eventos de signo frío. En relación con lo expuesto, es preciso consignar que de uno de los espeleotemas vadosos analizados (muestra *VB-0*) se ha realizado a su vez datación absoluta Th/U, la cual arroja una edad de 36 ka B.P. (estadio isotópico 3). Esta muestra tiene unas relaciones isotópicas muy similares a la del espeleotema freático *SE-D2* (edad Th/U de 121,3 ka); esto demostraría que durante el período frío correspondiente al final del estadio 3, las aguas de infiltración alcanzaron una composición isotópica tan pesada como las aguas freáticas salobres durante eventos interglaciales más cálidos.

Se han analizado en detalle las capas de crecimiento de tres muestras de espeleotemas freáticos —*FA-D3*, *DI-D1* y *VB-D1*, recolectadas respectivamente en la **Cova de Cala Falcó**, **Cova del Dimoni** y **Cova de Cala Varques B**— con la intención de detectar variaciones de sus relaciones isotópicas a lo largo del tiempo. En la muestra *FA-D3* la tendencia observable (Figura 106) comienza con un descenso en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y un incremento en $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ entre los niveles 5 y 4, seguido de una covariación positiva entre las dos variables a partir del nivel 4 (83,9 ka) y hasta la capa exterior del espeleotema (EC). La tendencia encontrada entre el nivel 5 y el 4 podría ser justificada por la diferente naturaleza mineralógica (FAURE, 1986) de ambas capas: calcita en la 5, y calcita magnesiana y aragonito en la 4. El subsiguiente cambio de composición isotópica registrado entre los niveles 4 y 1, los cuales son progresivamente más ricos en aragonito, puede ser atribuido a un enriquecimiento en ^{13}C y ^{18}O de las aguas freáticas a causa de una mayor presencia de agua marina en el sistema, o explicado también invocando un descenso en la temperatura de deposición. Si asumiésemos que las soluciones a partir de las cuales se depositó este espeleotema son

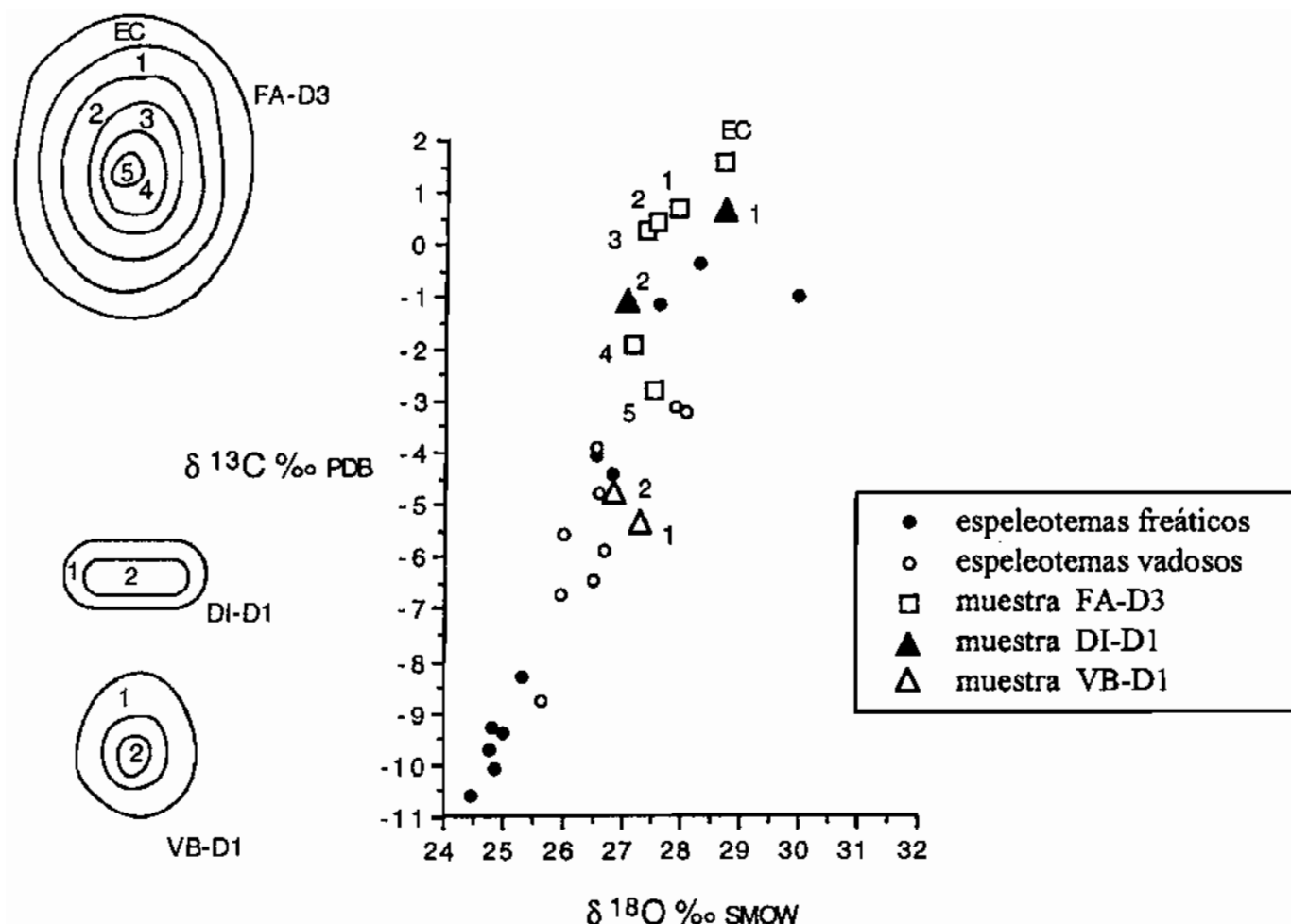


Figura 106: Valores de $\delta^{18}\text{O}$ y de $\delta^{13}\text{C}$ correspondientes a la totalidad de los espeleotemas estudiados. En esta gráfica se detallan los valores obtenidos para las distintas capas de crecimiento en tres muestras de espeleotemas freáticos.

La numeración de estas submuestras se incrementa hacia el interior del espeleotema, tal como está recogido en la figura.

similares a las de los actuales lagos hipogeos ($\delta^{18}\text{O} = -3,64$ ‰ SMOW), los valores obtenidos indicarían un descenso térmico de 3°C (ecuación termométrica de FRIEDMAN & O'NEIL, 1977) entre los niveles 4 y 1; habida cuenta de que el carácter aragonítico de estos niveles se incrementa de forma progresiva, es razonable aceptar que la tendencia isotópica observable en estos niveles se debe exclusivamente al enriquecimiento gradual en ^{18}O de la solución, asociado con un incremento relativo de agua marina en el sistema geoquímico. La capa más exterior (EC), que se halla

constituida por calcita, esta enriquecida en ^{18}O a razón de un 0,8 ‰ con respecto a la capa aragonítica adyacente (nivel 1). Esta diferencia es posible justificarla en términos de un descenso de temperatura de unos 3 °C, que concordaría con el cambio en la naturaleza mineralógica del espeleotema, ya que la calcita se suele formar a temperaturas inferiores que el aragonito (RAO, 1996); dicho descenso térmico iría ligado a la finalización del último evento interglacial.

En cuanto a la muestra *DI-D1* se constata una covariación positiva entre el nivel 2 (119,7 ka) y el nivel 1 (112,9 ka), con un fuerte enriquecimiento en ^{18}O y ^{13}C (Figura 106). Esta tónica se asemeja a la de la muestra *FA-D3* entre los niveles 4 y 1 (ver Tabla 32) y, también en este caso, la diferencia de composición isotópica de las dos capas implicaría presuntamente un acusado descenso de la temperatura deposicional. Si asumimos lo expuesto con anterioridad para los citados niveles de la muestra *FA-D3*, el enriquecimiento en ^{13}C y ^{18}O ocurrido entre 119,7 y 112,9 ka B.P. debe obedecer a una mayor aumento de la proporción de agua marina en los lagos subterráneos, conectado con una fase de relativa aridez. Debe tenerse en mente, que resulta difícil de justificar una composición isotópica pesada —ligada a un presunto acusado descenso de la temperatura ambiental— cuando de hecho nos encontramos en torno a uno de los máximos térmicos del subestadio 5e. Estas interpretaciones se ven apoyadas por el notable enriquecimiento en Uranio de la capa 1 en comparación con la 2 (ver Tabla 29), debido a la alta concentración de Uranio que caracteriza a las aguas marinas. La naturaleza aragonítica de la capa 1, frente a la composición calcítica del nivel 2, también parece confirmar la hipótesis de una mayor componente marina en las aguas freáticas, asociada a unas condiciones climáticas de signo cálido y relativa aridez.

Finalmente, en el espeleotema *VB-D1* se han analizado el nivel 2 (111,9 ka) y el nivel 1; el aparente hiato existente entre las dos capas (Figura 106) queda bien explicado por la existencia de un nivel intermedio que no ha sido factible muestrear. Las dos capas analizadas presentan una tendencia

caracterizada por un descenso en ^{13}C y un incremento en ^{18}O , que podría justificarse aludiendo a la diversa naturaleza mineralógica (FAURE, 1986; RAO, 1996) de las dos capas —calcita magnesiana en el nivel 2, y calcita en el 1—, causada por un descenso en su temperatura de deposición. Esta sería la misma situación observada en los niveles 5 y 4 de la muestra *FA-D3*, atribuida asimismo a un cambio mineralógico. En la muestra *VB-D1-1* se han registrado también concentraciones pobres de Uranio y una alta actividad inicial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ (ver Tabla 29); esto podría indicar una componente relativamente baja de agua marina en el sistema, relacionable con la finalización del último interglacial y el cambio hacia unas condiciones climáticas más frías y menos áridas.

6.8.2. Análisis de isótopos estables de las aguas freáticas salobres

En la Tabla 33 se han reunido datos sobre las temperaturas, pH y $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas freáticas salobres de las cuevas, juntamente con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ medidos para las láminas flotantes en la superficie de sus lagos (LF), así como para el total de Carbono disuelto (TCD) en tales lagos. Son incluidos también en esta tabla los valores de $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 en equilibrio con las aguas freáticas, deducidos a partir de las ecuaciones de DEINES *et al.* (1974); asimismo, se expresan las magnitudes de $\delta^{18}\text{O}$ estimadas para los precipitados actuales que se originan en los lagos salobres de las cuevas, de acuerdo con los cálculos geotermométricos efectuados por FRIEDMAN & O'NEIL (1977).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas freáticas muestran una notable variabilidad, abarcando desde $+1,32\text{‰}$ en la **Cova del Dimoni** hasta $-5,66\text{‰}$ en la **Cova des Pont**. Tales variaciones pueden ser correlacionadas con la cantidad de agua marina en el sistema y, en consecuencia, con la distancia existente entre las cuevas y la línea de costa.

La **Cova del Dimoni**, en concreto, está hoy en día conectada de forma directa con el mar, por lo que el valor de $\delta^{18}\text{O}$ de sus aguas ha de ser muy similar al del Mediterráneo, el cual es normalmente superior al 0 ‰. De esta forma, el lago de esta localidad —caracterizado también por el valor máximo de $\delta^{13}\text{C}$ (-2,83 ‰)— es el que más se acerca a la composición isotópica del agua marina (KROOPNICK, 1985). La **Cova des Pont** y las **Coves del Pirata** se localizan a una mayor distancia de la línea de costa, y están por lo tanto menos afectadas por fenómenos de intrusión salina, hecho que queda asimismo reflejado en el $\delta^{13}\text{C}$ tanto de TCD como de LF.

<i>localidad</i>	<i>muestra</i>	T °C	pH	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ SMOW	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ PDB	$\delta^{13}\text{C}$ ‰ (CO_2) PDB	$\delta^{18}\text{O}$ ‰ (CaCO_3) SMOW
Cova de na Barxa	H ₂ O	16,5	7,0	- 3,54	—	—	+ 27,06
	TCD	—	—	—	- 6,71	-15,17	—
Cova del Dimoni	H ₂ O	12,8	7,5	+1,32	—	—	+ 32,96
	TCD	—	—	—	- 2,83	- 11,66	—
Coves del Pirata	H ₂ O	20,0	7,1	- 3,17	—	—	+ 26,63
	TCD	—	—	—	- 10,67	- 18,72	—
Cova des Pont	H ₂ O	16,3	7,9	- 5,66	—	—	+ 24,92
	TCD	—	—	—	- 7,13	- 15,57	—
Cova de Cala Falcó	H ₂ O	18,0	7,8	- 3,64	—	—	+ 26,70
	TCD	—	—	—	- 9,68	- 17,98	—
Cova de Cala Varques B	H ₂ O	16,0	7,8	- 3,15	—	—	+ 27,58
	LF	—	—	—	- 5,53	- 16,06	—
Cova de Cala Varques C	H ₂ O	16,0	7,3	- 2,48	—	—	—
	LF	—	—	—	- 4,76	- 15,28	—
Cova des Serral	H ₂ O	15,5	7,4	- 2,67	—	—	+ 28,18
	LF	—	—	—	- 5,22	- 15,80	—

Tabla 33: Parámetros físico-químicos e isotópicos obtenidos en los lagos subterráneos de varias de las cuevas estudiadas.

TCD = Total de Carbono Disuelto en las aguas salobres de las cavidades; LF = Láminas Flotantes en la superficie de sus lagos. Consultar el texto para disponer de precisiones sobre el cálculo de algunos parámetros, así como para la discusión de los resultados.

Resultados similares han sido publicados por JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO (1999) referentes a las aguas freáticas de algunas cavidades mallorquinas; estos autores aportan datos de $\delta^{18}\text{O}$ que van desde -5,3 ‰ a -3,1 ‰ (SMOW), constatándose igualmente una composición isotópica más pesada en las cavidades inmediatas a la línea litoral, que es relacionada con una mayor influencia de las aguas marinas en el quimismo de los lagos hipogeos muestreados.

La composición isotópica del TCD (total de Carbono disuelto) y de las láminas flotantes (LF) permite la evaluación del $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 gaseoso en equilibrio con las especies de bicarbonatos y carbonatos respectivamente (DEINES *et al.*, 1974). Valores análogos pueden ser obtenidos también considerando el fraccionamiento de los isótopos de Carbono en el sistema de equilibrio CO_2 (gas) — HCO_3^- (disuelto) — CaCO_3 (sólido), de acuerdo con los trabajos de EMRICH *et al.* (1970); estos autores han constatado los siguientes factores de fraccionamiento: $+10,17 \pm 0,18$ ‰ entre carbonato sólido y CO_2 gaseoso; $+1,85 \pm 0,23$ ‰ entre carbonato y bicarbonato; y $+8,38 \pm 0,12$ ‰ entre bicarbonato y dióxido de Carbono. ZHANG *et al.* (1995) han obtenido asimismo cifras de fraccionamiento isotópico entre HCO_3^- y CO_2 similares a las aportadas por EMRICH *et al.* (1970) y DEINES *et al.* (1974). Un rango amplio de valores de $\delta^{13}\text{C}$ han sido evaluados por nosotros en el sistema CaCO_3 — CO_2 pero, considerando los datos de temperatura y pH de los lagos subterráneos muestreados, los factores de fraccionamiento se corresponden (dentro de los márgenes de error) con los expuestos más arriba.

Las magnitudes calculadas para el $\delta^{13}\text{C}$ del CO_2 gaseoso abarcan de -11,66 a -18,72 ‰. Estas cifras nos pueden suministrar informaciones claras acerca de las posibles fuentes de dióxido de Carbono: el CO_2 edáfico (ALLAN & MATTHEWS, 1982; DEINES *et al.*, 1974), las rocas sedimentarias

metaestables (consultar la Tabla 32), y el agua marina. Los rangos correspondientes a tales fuentes son descritos en la Figura 107, juntamente con los valores de $\delta^{13}\text{C}$ de los espeleotemas, los cuales resultan de la mezcla de Carbono procedente de las citadas fuentes; en esta gráfica quedan individualizados dos grupos diferentes de valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtenidos para los espeleotemas freáticos (ver Figura 104 y Tabla 32). Por un lado, los precipitados con magnitudes $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ elevadas estarían relacionados esencialmente con Carbono de orígenes metasedimentario y marino. Por

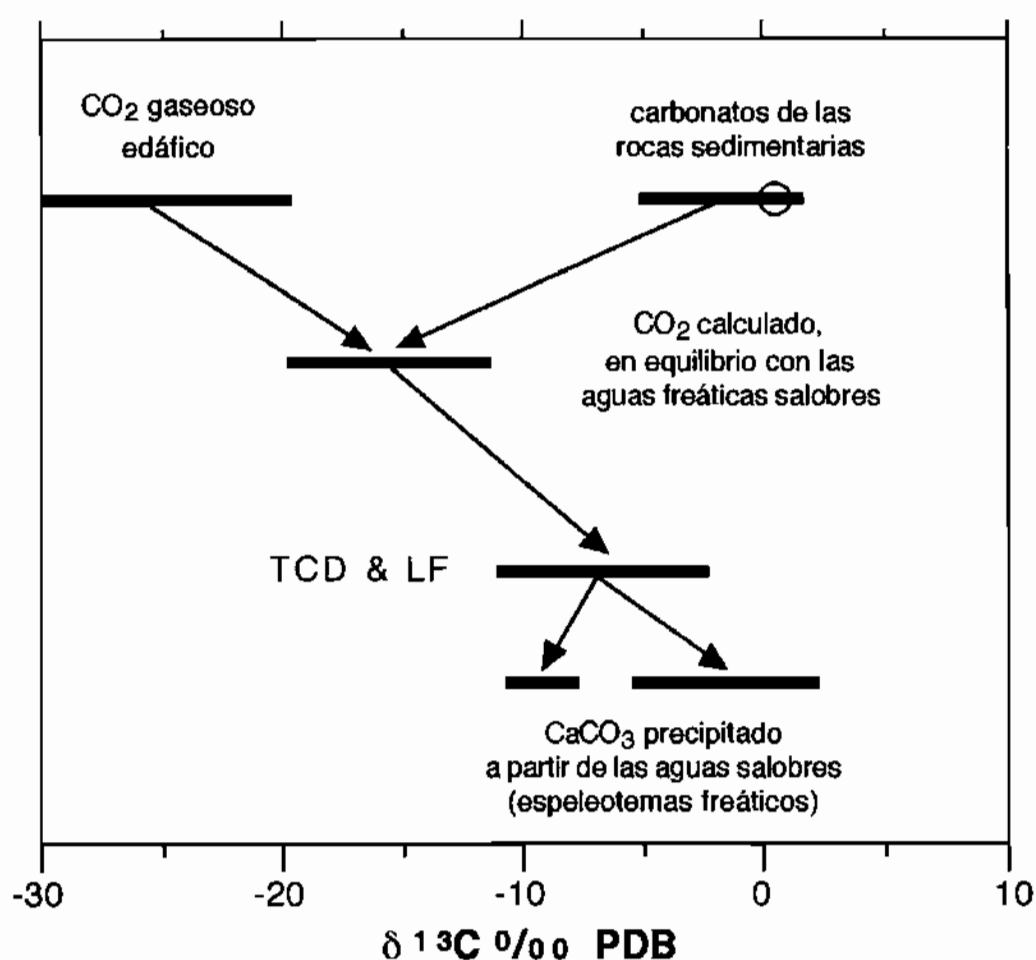


Figura 107: Rangos de $\delta^{13}\text{C}$ calculados para el sistema $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CaCO}_3$ en el karst litoral de Mallorca. Ver discusión detallada en el texto.

TCD = Total de Carbono Disuelto en las aguas salobres de las cavidades; LF = Láminas Flotantes en la superficie de sus lagos. El círculo blanco representa el valor medio de $\delta^{13}\text{C}$ del agua marina.

otra parte, las calcitas ligeras de las **Coves del Pirata**, la **Cova des Pont** y, de modo análogo, de la **Cova de na Mitjana** (donde no se dispone de datos sobre el CO₂) se relacionarían con soluciones en las que predomina la aportación de aguas continentales derivadas de lluvias enriquecidas en ¹⁶O con respecto al agua marina; asimismo, como dichas aguas han transitado a través de formaciones edáficas, relativamente ricas en materia orgánica, han resultado también enriquecidas en ¹²C, justificándose así la composición isotópica ligera de las muestras de dichas localidades.

En líneas generales los valores de $\delta^{13}\text{C}$ correspondientes al TCD (total de carbono disuelto) y a LF (láminas flotantes), así como los valores estimados para el $\delta^{18}\text{O}$ de los precipitados actuales (ver Tabla 33), se corresponden bastante bien con el rango de composiciones isotópicas medidas por JIMÉNEZ DE CISNEROS & CABALLERO (1999) en calcitas flotantes actuales de diversas cuevas litorales de Mallorca. Estos autores consignan unas relaciones isotópicas del Oxígeno y del Carbono más pesadas en las cavidades próximas a la línea de costa, hecho que relacionan con una mayor participación de agua marina en el sistema, así como con la menor influencia de CO₂ de origen edáfico.

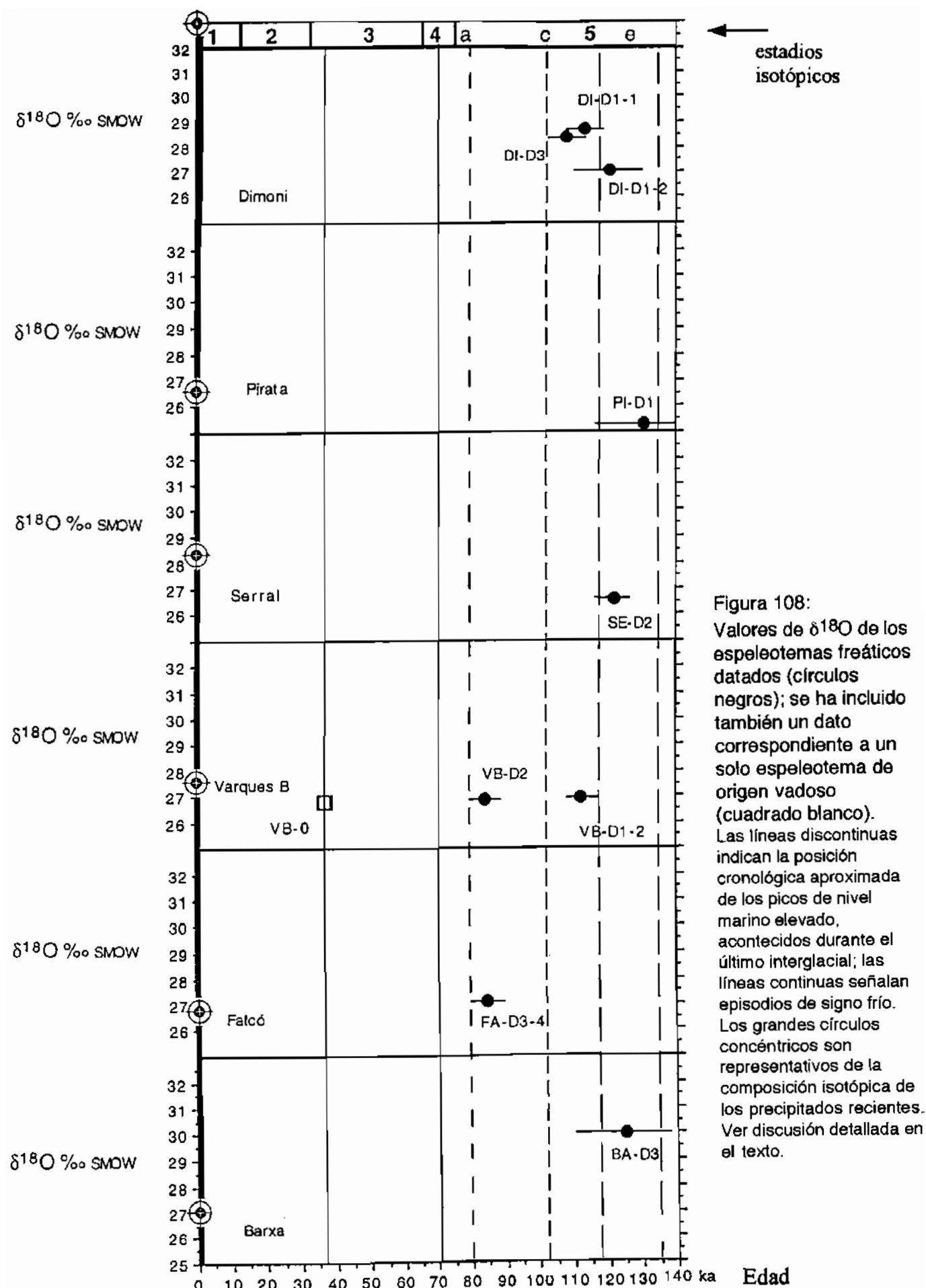
6.8.3. Discusión: implicaciones paleoclimáticas

Los valores de isótopos estables de los espeleotemas freáticos considerados en este trabajo no permiten ser usados para reconstruir una única curva climática del Pleistoceno Superior, ya que las muestras proceden de diferentes cuevas cuyos lagos hipogeos están caracterizados por aguas de composiciones geoquímicas muy diversas. Tan sólo en el caso de disponer de un completo registro, procedente de una sola cavidad, sería teóricamente posible establecer una curva paleoclimática análoga a la encontrada en publicaciones como las de WINOGRAD *et al.* (1988, 1992) o las de SHACKLETON & OPDYKE (1973) y MARTINSON *et al.* (1987), que se fundamentan estas últimas en otros indicadores paleoclimáticos

—foraminíferos en sedimentos marinos profundos— de los cuales se puede disponer de un registro continuo.

En la Figura 108, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ correspondientes a los espeleotemas freáticos de diferentes cavidades (círculos negros) han sido representados sobre una escala temporal; se ha incluido además una sola muestra de origen vadoso —muestra *VB-0*— consistente en una estalactita aérea de la **Cova de Cala Varques B** (cuadrado blanco). Las líneas discontinuas señalan períodos de nivel marino elevado, tal como están recogidos en la bibliografía (GALLUP *et al.*, 1994; HILLAIRES-MARCEL *et al.*, 1996; MARTINSON *et al.*, 1987; NEUMANN & HEARTY, 1996; ZAZO, 1999), mientras las líneas continuas, que han sido trazadas en base a los datos isotópicos y cronológicos de algunos de los espeleotemas analizados, indican episodios de signo frío. Los espeleotemas freáticos anteriores al subestadio 5e no han sido incluidos en la figura, a causa de los grandes errores asociados a las edades calculadas.

Las muestras de la **Cova de na Barxa** y las **Coves del Pirata** pueden ser adscritas a una estabilización marina alta dentro del subestadio 5e, pero no es posible atribuirles a la línea de 117 o de 135 ka (HILLAIRES-MARCEL *et al.*, 1996; NEUMANN & HEARTY, 1996) en razón de los amplios márgenes de error de sus respectivas edades. Por otra parte, las muestras de la **Cova des Serral** (*SE-D2*), **Cova de Cala Varques B** (*VB-D1-2*) y **Cova del Dimoni** (*DI-D1-1*, *DI-D1-2*) registran previsiblemente el pico transgresivo de 117 ka (ver Figura 108). En particular la muestra *DI-D1-2* (119,7 ka) tiene una composición isotópica más ligera que la capa formada subsiguientemente (*DI-D1-1*), datada en 112,9 ka. Desde el momento en que ambas muestras pueden ser asignadas a la pulsación transgresiva de 117 ka, la más antigua de ellas (*DI-D1-2*) es posible referirla a una fase previa, relativamente fría, caracterizada por una baja componente de agua marina en el sistema. Esto resulta confirmado también por el bajo contenido en Uranio y la naturaleza calcítica de la muestra de 119,7 ka, tal como se ha expuesto con anterioridad. Tan sólo la muestra *DI-D3* procedente de la



Cova del Dimoni es factible atribuirla al subestadio 5c, grafiado en la Figura 108 mediante una línea discontinua situada aproximadamente en torno a los 103 ka.

Las muestras *FA-D3-4* de la **Cova de Cala Falcó** y *VB-D2* de la **Cova de Cala Varques B** es lógico asociarlas a la línea de 80 ka, correspondiente al subestadio 5a. Si comparamos las relaciones isotópicas de esta última muestra con las de otro espeleotema procedente de la misma localidad (*VB-D1-2*), pero asignado al pico de 117 ka, se hace patente que ambas muestras tienen la misma composición isotópica, reflejando similares componentes de agua marina en el sistema y análogas temperaturas ambientales. Por tanto, es plausible deducir que el final del subestadio 5e y el evento 5a podrían haber tenido parecidas condiciones climáticas.

La muestra *VB-D1-1* de la **Cova de Cala Varques B**, correspondiente a una capa formada con posterioridad al nivel datado en 111,9 ka (*VB-D1-2*), podría señalar ya la transición hacia unas condiciones climáticas menos cálidas asociadas al final del último interglacial. Como se ha indicado previamente, las composiciones isotópicas diversas de estas dos muestras del mismo espeleotema son atribuibles a cambios en su naturaleza mineralógica (de calcita magnesiana a calcita), ligados a un posible descenso de temperatura que marcaría el tránsito hacia el estadio isotópico 4. La línea continua dibujada en torno a los 36 ka, que se corresponde con la edad del espeleotema vadoso de la **Cova de Cala Varques B**, se sitúa plenamente en un período frío: el final del estadio 3. Este espeleotema vadoso (*VB-0*) posee la misma composición isotópica que una muestra de espeleotema freático (*SE-D2*) formada hace 121,3 ka, demostrando que durante los eventos fríos las aguas de infiltración pueden alcanzar unas relaciones isotópicas más pesadas que las de algunas aguas freáticas durante episodios interglaciales.

Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ calculados para los precipitados actuales (círculos concéntricos grandes) aparecen también representados en la

Figura 108. Estos valores han sido obtenidos usando el geotermómetro calcita—H₂O (FRIEDMAN & O'NEIL, 1977), teniendo en cuenta la composición isotópica del Oxígeno y la temperatura medidas en las aguas freáticas salobres de los lagos de las cavidades (Tabla 33). Las curvas oceánicas estándar evidencian que el presente período cálido está caracterizado por bajas relaciones $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, debidas a la alta temperatura de deposición. Sin embargo, las relaciones isotópicas calculadas para los precipitados actuales podrían ser más pesadas que los valores pretéritos; esto se explicaría en relación con diferencias en la magnitud del componente marino en el sistema geoquímico, y no en base a una temperatura actual necesariamente más elevada.

A modo de recapitulación es posible establecer que las relaciones isotópicas del Oxígeno y del Carbono, en los espeleotemas analizados, han demostrado cómo composiciones isotópicas pesadas dan cuenta de una elevada componente marina en las aguas freáticas litorales, en correspondencia con episodios climáticos cálidos. Estos cambios en la componente marina, asociados a las fluctuaciones climáticas, quedan también registrados en el contenido de Uranio de los espeleotemas freáticos. Por otro lado, los análisis detallados de las sucesivas capas de crecimiento de algunos de estos depósitos indican que el fraccionamiento isotópico del Carbono y del Oxígeno se ve influenciado por factores de naturaleza mineralógica.

La elevada participación de agua marina, registrada por los espeleotemas freáticos durante episodios cálidos como el conjunto del último interglacial (estadio isotópico 5), puede ser explicada invocando una mayor intrusión marina en el sistema hidrogeoquímico. Este incremento de salinidad en los lagos freáticos de las cavidades, a lo largo de eventos interglaciales, denotaría una disminución en la componente continental de las aguas freáticas, relacionable con condiciones paleoambientales relativamente áridas.

Finalmente, cabe reseñar que los espeleotemas vadosos analizados han puesto de manifiesto que, durante períodos de carácter frío, este tipo de depósitos pueden alcanzar relaciones isotópicas tan pesadas como las de algunos espeleotemas freáticos, precipitados a partir de aguas fuertemente salinas correspondientes a episodios interglaciales.

6.9. El conocimiento de los paleoniveles del Mediterráneo por medio de los espeleotemas freáticos mallorquines

En los capítulos precedentes de este gran bloque temático de la memoria —el cual constituye sin duda el núcleo de la misma— se ha tenido ocasión de acceder a un conocimiento relativamente amplio de los espeleotemas freáticos, como fenómeno morfosedimentario destacable del endokarst litoral de Mallorca. Han sido glosados, entre otros aspectos, sus rasgos morfológicos y genéticos, centrándonos en el estudio isotópico de muestras de estos depósitos, recolectadas tanto por encima como por debajo del nivel marino presente. Estas investigaciones isotópicas se han focalizado en la datación radiométrica (técnica de las series de Uranio, así como mediciones de ESR) de los paleoniveles de espeleotemas freáticos observados, con la finalidad última de contribuir a la reconstrucción de la historia del nivel marino durante el Cuaternario reciente; asimismo, el estudio de los isótopos estables de Carbono y Oxígeno pretendía suministrar informaciones tendentes a la mejor interpretación paleoambiental de las alternancias climáticas, que han afectado a nuestro entorno geográfico desde el Pleistoceno Medio hasta nuestros días.

Llegados a este punto, es el momento adecuado (a modo de conclusión del presente bloque) de sintetizar los datos aportados por el estudio de los espeleotemas freáticos mallorquines, procediendo a la propuesta de una curva eustática de los últimos 300 ka válida para la isla de Mallorca; pensamos que los resultados obtenidos representan una contribución, del todo original, a la reconstrucción de una curva eustática detallada en el ámbito del Mediterráneo Occidental. Posteriores investigaciones, a realizar tanto sobre los espeleotemas freáticos como profundizando en el estudio interdisciplinar de las antiguas líneas de costa y sus sedimentos, podrán corroborar y complementar el complejo registro procedente de estos peculiares depósitos kársticos litorales.

6.9.1. La posible incidencia de la neotectónica

Antes de entrar en materia es conveniente aludir, aunque sea con brevedad, a la no descartable repercusión de la neotectónica en la consistencia de los datos que se expondrán a continuación. A este respecto, debe tenerse presente el hecho de que ya ha sido mencionada, en diversas ocasiones, la existencia de deformaciones tectónicas recientes en áreas litorales de Mallorca (DEL OLMO & ALVARO, 1984; GELABERT *et al.*, 1992). Por otra parte, y apuntando en la misma dirección, las dataciones de espeleotemas freáticos situados por encima del actual nivel del mar denotan basculamientos recientes (tan sólo algo superiores al metro de desnivel) que afectan a buena parte de la costa oriental de Mallorca (TUCCIMEI *et al.*, 1998), tal como se verá seguidamente.

La interpretación detenida de los valores de edad y de altimetría, obtenidos para las muestras de espeleotemas freáticos correspondientes a paleoniveles marinos superiores al actual (ver Tabla 29 y Figura 100) es sumamente interesante en orden a evaluar la incidencia de movimientos tectónicos recientes. En este sentido es posible comprobar lo siguiente: cuando un determinado paleonivel marino se encuentra registrado en cavidades diversas lo hace a alturas diferentes, que son siempre mayores en las localidades situadas más hacia el Norte. De esta forma, la Figura 109 nos refleja con toda claridad cómo las alineaciones de espeleotemas freáticos atribuidas a los subestadios 5a, 5c y 5e, están registradas a mayor elevación conforme nos vamos desplazando en dirección Norte. Por ejemplo, seis muestras correspondientes al subestadio 5e (*SE-D2*, *VB-D1-2*, *PI-D1*, *DI-D1-1*, *DI-D1-2* y *BA-D3*) presentan una clara tendencia de incremento altimétrico paralelo al de la latitud, con alturas que van desde los +1,4 metros de la Cova de Cala Varques B hasta los +2,4 metros de la Cova de na Barxa y los +2,5 metros de la Cova del Dimoni, localidades éstas bastante más septentrionales. De la misma manera, las muestras *Serr10* y *DI-D3*, atribuidas al subestadio 5c, se recogieron a altitudes de +1,5 metros la primera de ellas (Cova des Serral) y de +2,5 metros también en el caso de la

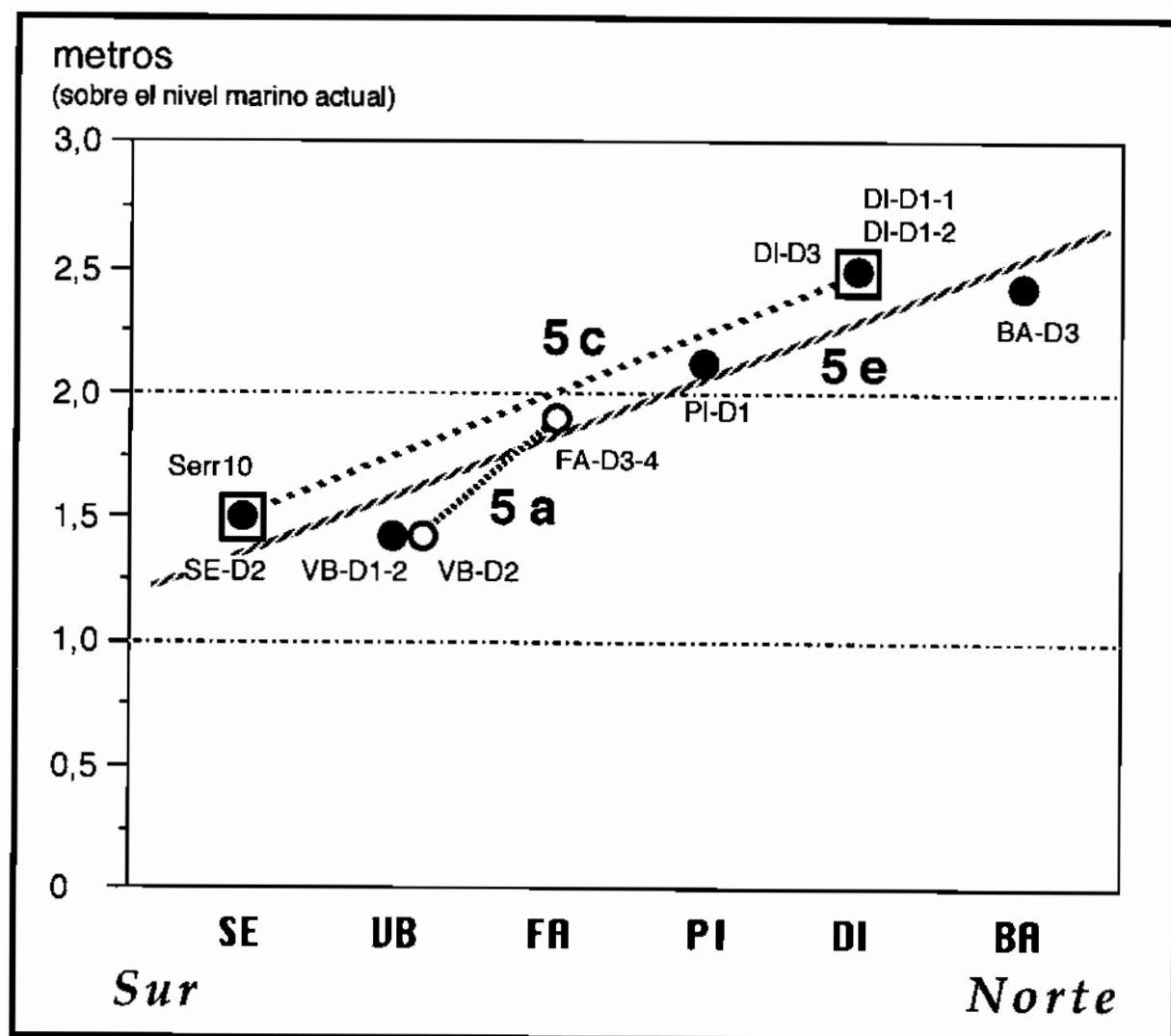


Figura 109: En esta gráfica se recoge la altura a la que se encuentran los espeleotemas freáticos recolectados por encima del presente nivel marino, pertenecientes a distintos subestadios del último interglacial. Su elevación presenta una clara tendencia de incremento hacia el Norte, relacionable con deformaciones tectónicas recientes. La distribución latitudinal de las cuevas no está representada a escala.

Círculos blancos: muestras correspondientes al subestadio 5a; **cuadrados:** muestras atribuidas al subestadio 5c; **círculos negros:** muestras pertenecientes al subestadio 5e.

SE: Cova des Serral; **VB:** Cova de Cala Varques B; **FA:** Cova de Cala Falcó; **PI:** Coves del Pirata; **DI:** Cova del Dimoni; **BA:** Cova de na Barxa.

Cova del Dimoni. Esta tónica ascendente con la latitud es asimismo observable en las dos muestras datadas, pertenecientes al subestadio 5a (VB-D2 y FA-D3-4). Estos hechos ponen en evidencia una deformación tectónica del área investigada que se produjo, al menos en parte, con posterioridad al último interglacial.

Los espeleotemas freáticos recogidos a cotas inferiores al nivel marino actual, permiten de momento aventurar poco más acerca de la neotectónica que les haya afectado. No cabe duda de que determinados paleoniveles marinos situados a cotas distintas —pero cercanas entre ellas— y procedentes de localidades diferentes, se solapan en cuanto a su cronología, si tenemos en cuenta los márgenes de error de las edades calculadas para cada espeleotema (ver Tabla 30). Así, las muestras *GL-D3* y *PS-D5* (subestadio 5b) se recolectaron a profundidades respectivas de -17,5 y -18 metros, con edades calculadas de 91,4 y 98 ka B.P.; de un modo semejante, las muestras *GL-D5* y *CS-D3* (estadio 4), con edades de 78 y 79,6 ka, fueron localizadas respectivamente a cotas de -16 y -17 metros. Estas posibles anomalías altimétricas cabría explicarlas también invocando basculamientos recientes, tal como se ha expuesto más arriba. Por contra también nos hallamos ante paleoniveles de profundidades discrepantes, pero próximas entre sí, muestreados en la misma cavidad. En esta categoría se situarían las muestras *VB-D3* y *VB-D5* (Cova de Cala Varques B), cuyas edades se sitúan alrededor de los 125 ka pero sus profundidades de origen son -14 y -16,5 metros; de igual modo, dos paleoniveles datados en la Cova de sa Gleda (*GL-D1* y *GL-D5*), que arrojaron edades de 76,2 y 78 ka, fueron muestreados a -15 y -16 metros de profundidad. En estos últimos casos citados no es factible argumentar la incidencia de deformaciones recientes, sino que ha de tratarse por fuerza de estabilizaciones marinas menores, pero distintas, dentro del mismo evento climático.

Queda patente, pues, que los paleoniveles marinos regresivos datados no dan luz sobre estas cuestiones por el momento. De todas maneras, el pequeño orden de magnitud que se ha podido cuantificar para estos fenómenos de neotectónica —el cual excede de muy poco el metro de desnivel, en el caso de los paleoniveles datados a cotas positivas— no resta validez a las informaciones sobre la historia del nivel marino, que se puedan extraer de los depósitos endokársticos objeto de nuestro interés.

6.9.2. Una curva eustática para los últimos 300 ka

Para documentar gráficamente este apartado se ha construido la Figura 110, la cual integra los resultados de todas las dataciones Th/U de paleoniveles de espeleotemas freáticos efectuadas a partir de localidades de la costa oriental de Mallorca. Como ya se ha expuesto en su momento la aplicación de otras técnicas de datación, como las mediciones de ESR, no ha aportado precisiones mayores sobre estas materias. En dicha gráfica, las informaciones altimétricas y cronológicas, dimanantes de los programas de datación, han sido usadas para ensayar la reconstrucción de una curva eustática del Mediterráneo, referida a los últimos 300 ka. Se han representado en esta figura las tendencias generales de la historia del nivel marino, deducibles del estudio de estos depósitos endokársticos costeros; con trazo continuo se recogen aquellos eventos documentados por más de una datación, mientras que las líneas discontinuas indican tendencias sustentadas por una única datación y apoyadas en la bibliografía existente sobre el Cuaternario marino en el Mediterráneo Occidental. Describiremos seguidamente la curva eustática propuesta, centrándonos en sus rasgos más destacados, para luego ocuparnos en detalle de las vicisitudes acontecidas durante el último interglacial. En la exposición que seguirá, se ha optado por no repetir de nuevo las referencias de las muestras, ni las localidades de donde provienen, para no hacer farragoso este apartado; remitimos al interesado a la discusión de las dataciones Th/U, para la identificación de las muestras datadas y la obtención de informaciones sobre las mismas.

Siguiendo un orden de antigüedad creciente (Figura 110), tenemos registrado un nivel del Mediterráneo similar al actual entre 3,9 y 5,4 ka, al que seguiría un máximo postglacial a +2,1 metros en torno a los 6,6 ka B.P.; este máximo se correspondería con la transgresión Versiliense, también conocida como Flandriense (estadio isotópico 1).

De los momentos álgidos de la glaciación más reciente (estadio 2) —así como del evento relativamente cálido que le precedió (estadio 3)— no

se dispone de datos, ya que las próximas muestras analizadas se sitúan en el estadio 4, de carácter frío, con edades comprendidas entre 63,7 y 79,6 ka y registrando hasta cinco estabilizaciones del mar a diferentes profundidades entre -12 y -17 metros (ver Figura 111). Se llega así al último y complejo gran acontecimiento interglacial (estadio 5), en el que es factible distinguir al menos tres picos transgresivos junto con un mínimo de dos pulsaciones regresivas; este episodio se asociaría con los pisos característicos del Tirreniense, entendido en un sentido amplio que incluiría los depósitos con fauna termófila del Eutirreniense y Neotirreniense (CUERDA, 1975). Dada la complejidad e interés de este evento climático, nos ocuparemos de él más adelante, procediendo a una discusión en detalle de los subestadios individualizables.

En el estadio 6, que representa un acontecimiento de signo frío, se encuentra documentada una regresión de un mínimo de 14 metros con una edad de 147,4 ka. Esta muestra sería relacionable con la fase final de este evento frío, y su transición a las condiciones climáticas interglaciales propias del subestadio 5e.

El siguiente episodio interglacial (estadio 7) está representado con claridad sólo por una muestra, localizada a +4,9 metros, con una edad de 231,9 ka; dicha cronología podría permitir adscribirla a un máximo transgresivo correspondiente al subestadio 7c (ZAZO, 1999). Es conveniente consignar aquí que en la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia) se han reportado espeleotemas freáticos a +7 metros de cota, con edades de 216, 225 y 244 ka (GRÜN, 1986; GINÉS & GINÉS, 1993b); estas dataciones reflejarían algunos niveles altos del Mediterráneo, atribuibles también al estadio 7, y situados asimismo a altitudes inferiores a los 10 metros s.n.m. Las otras dos muestras pertenecientes a este estadio isotópico están situadas a cotas inferiores al nivel marino presente, dando informaciones menos consistentes con el carácter cálido de este evento. Por un lado la datación de 201,4 ka seguramente registra el final del subestadio 7a, señalando una tendencia regresiva que dejó un paleonivel a -8 metros; por otra parte, la muestra de 227 ka podría corresponder a una pulsación

regresiva ocurrida entre los subestadios 7a y 7c, si bien sus relaciones isotópicas han permitido calcular tan sólo una edad máxima.

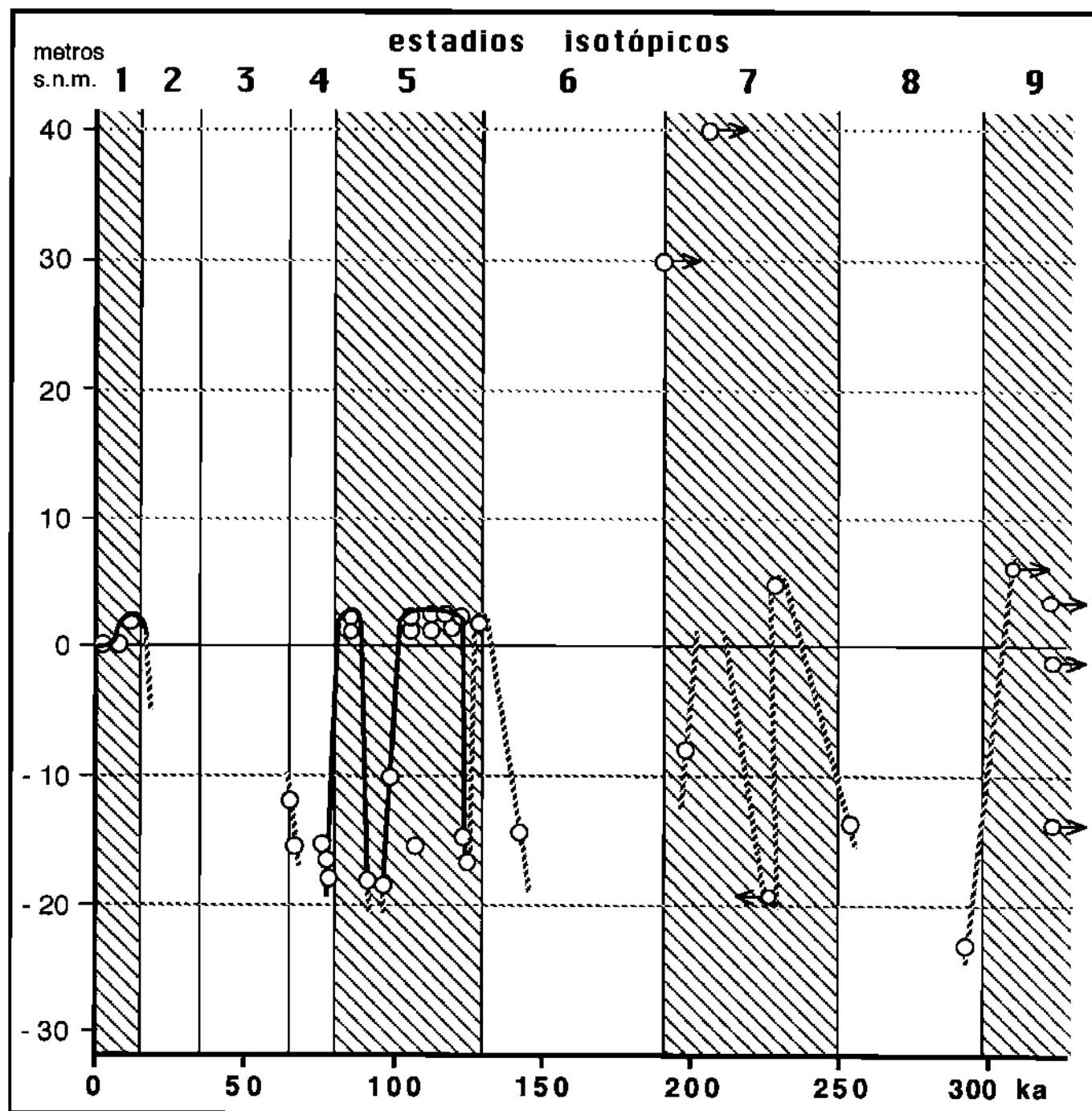


Figura 110: Curva eustática simplificada del Mediterráneo occidental, correspondiente a los últimos 300 ka, deducida a partir de las dataciones Th/U de espeleotemas freáticos de la costa oriental de Mallorca. Se recogen las tendencias generales del nivel marino, definiendo con trazos continuos los eventos documentados por más de una datación; una interpretación en detalle del último interglacial se incluye en la Figura 111. Consultar discusión pormenorizada en el texto.

En ordenadas se refleja la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se han grafiado rayados los estadios isotópicos que implican eventos climáticos de signo cálido.

Del comienzo y del final del estadio 8 se dispone de dos dataciones a 260 y 288 ka, que denotan cuando menos un episodio regresivo de 23 metros de magnitud que tuvo lugar durante el citado estadio frío.

Las dataciones disponibles, con edades superiores a los 300 ka, no aportan informaciones consistentes acerca del nivel marino en el estadio isotópico 9 (y más antiguos), el cual sería asimilable al Paleotirreniense de la terminología marina mediterránea. La existencia de seis muestras con relaciones isotópicas próximas a la unidad, para las cuales sólo se puede indicar una edad mínima, impide extraer datos válidos acerca de las estabilizaciones marinas que hubieran tenido lugar con anterioridad al estadio 8. La altimetría de dos de los espeleotemas freáticos analizados (superior a los 30 metros s.n.m.) sugiere que pudiesen estar ligados a paleoniveles del mar alcanzados durante los estadios 9 ó 11, o incluso en tiempos todavía más remotos del Pleistoceno medio.

Conviene ocuparse ahora con mayor detenimiento de las vicisitudes reflejadas por la curva eustática en lo referente al complejo estadio isotópico 5, el cual representa el último gran evento interglacial. En la Figura 111 queda muy bien individualizado un pico transgresivo sobre los 83 ka B.P., y de un máximo de +2 metros con respecto al nivel marino actual, relacionable con el subestadio 5a que equivaldría al piso conocido como Neotirreniense (CUERDA, 1975). A dicho pico le habría precedido una regresión de al menos 18 metros, ocurrida entre 90 y 100 ka, atribuible sin problemas al subestadio 5b. Entre los 107 y 124 ka numerosas muestras registran un nivel marino próximo a los +2 metros s.n.m., interrumpido por una posible regresión de 15 metros a 108,3 ka, que cabe asignarla al subestadio 5d y que está documentada por una única datación; de esta manera, las dos muestras de antigüedad menor que la citada pulsación regresiva podrían ser atribuidas al subestadio 5c, mientras que las dataciones de edades mayores a 110 ka entrarían ya en el subestadio 5e, el cual se asocia con el óptimo climático del último interglacial. Dentro de este último episodio (5e), al que se atribuirían muestras con edades comprendidas entre 111 y 130 ka a altitudes máximas de +2,5 metros s.n.m., se constata una pulsación regresiva de 16,5

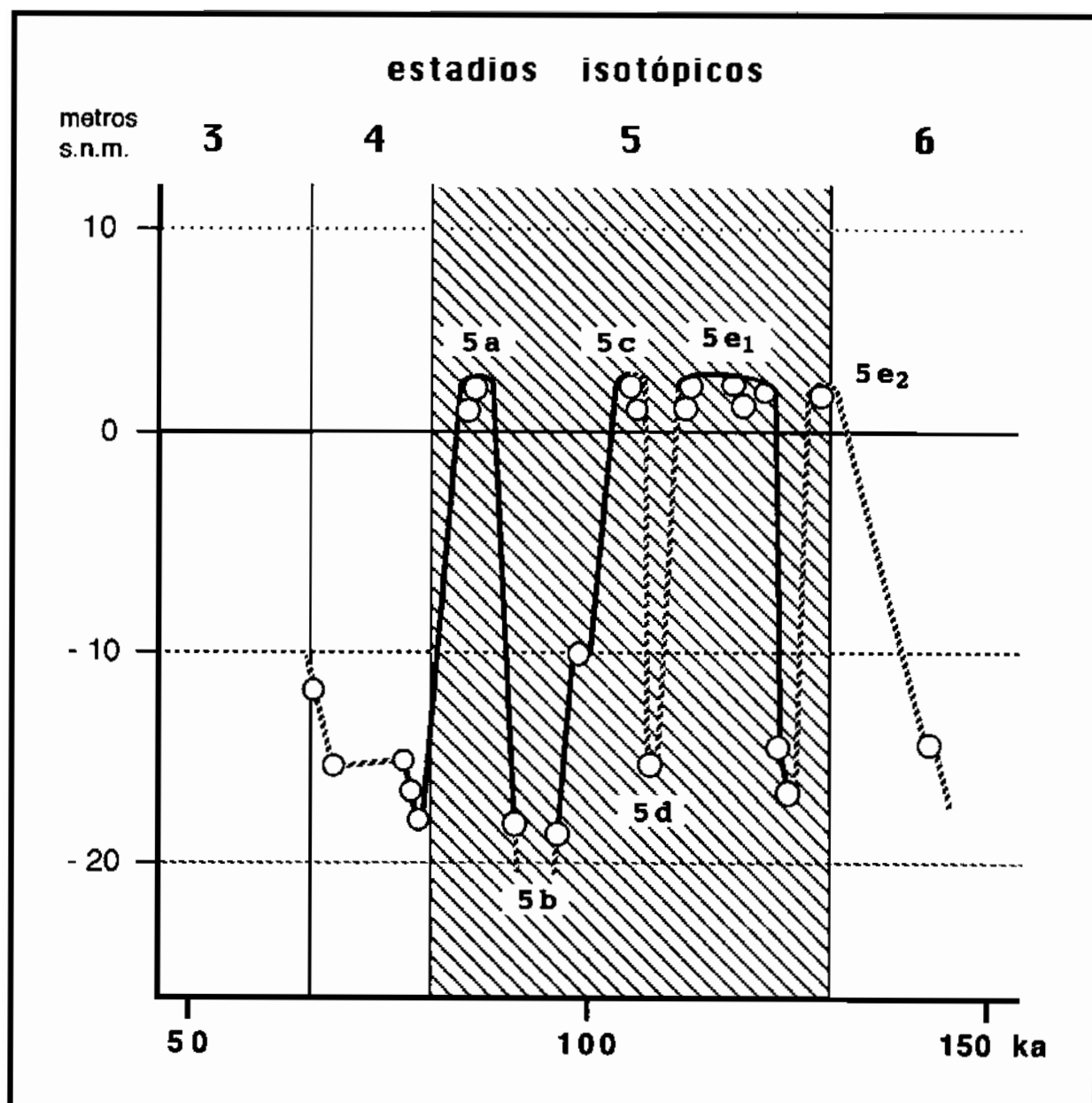


Figura 111: Curva eustática para el último interglacial, deducida a partir de las dataciones Th/U de espeleotemas freáticos de cuevas costeras mallorquinas. En trazo continuo se han representado aquellas vicisitudes del nivel marino documentadas por más de una datación. Consultar discusión pormenorizada en el texto.

En ordenadas se refleja la altitud a la que se encuentran los distintos paleoniveles muestreados. Se ha grafiado rayado el estadio climático correspondiente al último acontecimiento interglacial.

metros de magnitud acontecida sobre los 125 ka y documentada por dos muestras de la misma localidad. Se trataría de un descenso brusco del nivel marino inserto en pleno subestadio 5e, posibilidad que ya se constataba en el yacimiento marino mallorquín del Campo de Tiro (HILLAIRE-MARCEL *et al.*, 1996) y en otras áreas geográficas (HEARTY, 1998; ZAZO, 1999); de esta manera, el antes monolítico subestadio 5e quedaría dividido en dos picos

transgresivos (que hemos señalado en la Figura 111 con las etiquetas 5e₁ y 5e₂) separados por un breve episodio regresivo.

Es oportuno incluir ahora algunas consideraciones en relación con las peculiaridades de las curvas eustáticas aportadas (Figuras 110 y 111), en comparación con las curvas clásicas del Cuaternario de Mallorca publicadas por autores diversos (BUTZER & CUERDA, 1962; BUTZER, 1975; CUERDA, 1975; POMAR & CUERDA, 1979). Por una parte, no existen discrepancias relevantes en cuanto a la existencia y magnitud de los picos transgresivos Flandriense (postglacial, estadio 1) y Neotirreniense (subestadio 5a). En cambio, en lo que atañe al Eutirreniense existen mayores diferencias entre ambas curvas, que acto seguido se exponen. Los espeleotemas freáticos no han aportado evidencias que sustenten un nivel marino superior a los +2,5 metros en el último interglacial (estadio 5); hay que decir que CUERDA (1975) y BUTZER (1975) señalan paleoniveles marinos Eutirrenienses a altitudes de hasta +11/+14 metros, circunstancia que no queda refrendada por nuestros datos. En relación con estas cuestiones debe ser tenido en cuenta que, para dichos autores, el Eutirreniense abarcaría un amplio período entre 100 y 230 ka, con lo que incluiría asimismo el estadio isotópico 7 (BUTZER, 1985), evento del cual no disponemos de informaciones suficientes salvo un posible pico transgresivo de +5/+6 metros sobre los 232 ka. Del piso Paleotirreniense, que podría equivaler al estadio 9, las informaciones procedentes de nuestra área de estudio no han logrado arrojar precisiones; no obstante, dataciones de espeleotemas freáticos de otras zonas de la isla (HENNIG *et al.*, 1981; GINÉS & GINÉS, 1993b) registran paleoniveles marinos a altitudes superiores a los +30 metros, atribuibles al estadio isotópico 9, o incluso anteriores.

Las mayores diferencias entre las curvas construidas ahora y el registro clásico del Cuaternario marino de Mallorca, radican en el gran detalle obtenido para las vicisitudes experimentadas por el nivel marino entre 50 y 150 ka B.P. (estadios 4 y 5). Esta curva detallada (Figura 111) nos

ofrece una nueva perspectiva del Eutirreniense final y Neotirreniense, con los bruscos cambios paleoambientales que tuvieron lugar, y de la transición hacia unas condiciones climáticas de carácter netamente más frío que marcan el final del último interglacial. Obviamente este mayor detalle, obtenido en la reconstrucción de la historia reciente del nivel del Mediterráneo, se concreta en el conocimiento novedoso de los paleoniveles del mar situados a altitudes inferiores a la presente cota de estabilización de las aguas marinas.

Un último comentario puede ser efectuado sobre la abundancia de paleoniveles de espeleotemas freáticos, reconocidos a profundidades de entre -13 y -17 metros bajo el nivel marino actual, hecho que concuerda con las numerosas formas de erosión litoral reseñadas por GRÀCIA *et al.* (1997) en la costa de Portocolom. Las diferentes edades calculadas para esos paleoniveles marinos negativos (que van desde 63,7 hasta 260 ka) hacen muy incierta la posibilidad de correlacionar, en base a criterios altimétricos, antiguas líneas de costa con los datos cronológicos obtenidos ahora acerca de las estabilizaciones regresivas del Mediterráneo.

6.9.3. Algunas consideraciones paleoclimáticas

Unas informaciones interesantes vienen proporcionadas por las tasas de ascenso o descenso del nivel marino, que es posible calcular en base a las dataciones de los picos transgresivos y regresivos recogidos en la curva eustática detallada de la Figura 111 (ver datos numéricos en las Tablas 29 y 30). La cuantificación de este parámetro arroja cuantías mínimas de variación del nivel marino del orden de 1,5 m/ka durante las tendencias tanto de ascenso como descenso ligadas a bruscas vicisitudes climáticas, cifra que alcanza valores medios cercanos a los 4 m/ka. Los valores obtenidos significan que oscilaciones del nivel del Mediterráneo de aproximadamente 20 metros de amplitud, deben haber ocurrido en lapsos de tiempo bastante más breves que 10 ka. Estas magnitudes están en concordancia con las calculadas por HARMON (1980; 1985) y HARMON *et*

al. (1978a) en las Bermudas, donde se han barajado valores de entre 3,5 y 6 m/ka e incluso superiores (hasta 10 m/ka). A pesar de la rápida tendencia fluctuante representada por los valores expuestos —que suponen tasas de ascenso-descenso del orden de 4 mm por año— la formación de paleoniveles de espeleotemas freáticos ha de haber significado la estabilización del nivel del mar, en una determinada cota, durante el tiempo suficiente para la deposición de un sobrecrecimiento freático apreciable, lapso que pensamos debe ser al menos de uno o unos pocos miles de años. En este sentido, está bien documentada, por los espeleotemas freáticos subactuales analizados, la existencia de un nivel del mar similar al actual entre 3,9 y 5,4 ka B.P., que presumiblemente tendría continuidad hasta el momento presente.

Los datos disponibles sobre los estadios 4 y 5 (Figura 111) ilustran muy bien sobre cómo la curva eustática, deducible para el último interglacial, registra cambios paleoambientales radicales y muy abruptos, explicables en base a alternancias climáticas. El buen ajuste que presentan los picos contenidos en la referida curva, en relación con los eventos isotópicos reconocidos en el registro marino profundo (SHACKLETON & OPDYKE, 1973), confirma el carácter glacio-eustático de las oscilaciones detectadas en el nivel del Mediterráneo —entre los 50 y los 150 ka B.P.— a través del estudio de los espeleotemas freáticos mallorquines. A este respecto ROSE *et al.* (1999) señalan diferencias de hasta 11 ° C en las temperaturas medias anuales, calculadas para los máximos y mínimos térmicos correspondientes a los distintos subestadios del último interglacial.

La curva eustática que hemos propuesto para el estadio isotópico 5 (Figura 111) es concordante con los resultados expuestos por ROSE & MENG (1999) y ROSE *et al.* (1999), al ocuparse del litoral nordoccidental de las montañas de Artà. Estos autores reconocen, en su área de trabajo, niveles marinos superiores al actual durante los subestadios cálidos 5a, 5c y 5e, separados por eventos regresivos relacionables con los subestadios fríos 5b y 5d. Señalan, asimismo, la existencia de máximos de incisión fluvial en los episodios de carácter frío (5b y 5d), mientras que en los subestadios de

signo cálido (5a, 5c y 5e) la actividad fluvial está ausente, a pesar de las altas precipitaciones que señalan para dichos máximos térmicos del último interglacial. Esta contradicción entre elevadas precipitaciones y una nula actividad, es explicada por estos autores arguyendo unas altas tasas de interceptación, infiltración y evapotranspiración, las cuales harían que los sistemas fluviales funcionasen como auténticos valles secos.

Por otra parte, las investigaciones de isótopos estables —que hemos llevado a término sobre los espeleotemas freáticos— denotan composiciones isotópicas pesadas, registradas durante los diferentes subestadios cálidos del último interglacial (estadio 5). Estos valores isotópicos pesados no es posible explicarlos aludiendo a factores de tipo térmico (bajas temperaturas de deposición), sino que han de ser justificados invocando una elevada componente marina en las aguas freáticas litorales, asociada al establecimiento de unas condiciones paleoambientales áridas durante estos máximos termométricos del estadio 5. Cabría plantearse, pues, si la ausencia de actividad fluvial señalada por ROSE *et al.* (1999) y ROSE & MENG (1999) para los subestadio 5a, 5c y 5e es explicable simplemente en términos de bajas precipitaciones —como parecen indicar los análisis de isótopos estables de los espeleotemas freáticos— y no echando mano de unas precipitaciones cuantiosas, contrarrestadas por diversos mecanismos inhibidores de la escorrentía superficial, tal como sugieren los investigadores citados.

7. CONCLUSIONES

7. Conclusiones

La presente investigación permite extraer un repertorio amplio de conclusiones, relativas a la morfogénesis y cronología del karst litoral en el levante de Mallorca. Estas conclusiones abarcan diversas vertientes entre las que se cuentan: la geomorfología kárstica en los ambientes costeros, la ubicación cronológica de los procesos y formas estudiados y —de particular relevancia— las informaciones que pueden deducirse en relación al conocimiento del Cuaternario en nuestro entorno geográfico. Estas últimas se concretan, en especial, en interesantes datos acerca tanto de la historia del nivel marino como del paleoclima durante el Pleistoceno Medio y Superior.

Para conseguir una mayor claridad expositiva, las conclusiones se estructurarán agrupándolas en unidades amplias análogas a las utilizadas al desarrollar esta memoria. En este sentido es oportuno recordar ahora que, aparte de los pertinentes capítulos de carácter general, su contenido se ha centrado en cuatro bloques temáticos primordiales:

- el modelado epigeo del levante de Mallorca;
- la morfogénesis de su endokarst costero;
- el análisis de las interferencias que tienen lugar entre el modelado kárstico y la dinámica litoral, y sus implicaciones espeleo-cronológicas;
- la investigación de los espeleotemas freáticos, como herramienta aventajada para el conocimiento de las fluctuaciones del nivel marino durante el Cuaternario.

7.1. Generalidades

Se considera adecuado destacar los siguientes puntos, en lo que concierne a aspectos generales:

- ◆ Se procede a establecer el alcance del término *karst litoral* o *karst costero*, enunciándolo como: *franja de un terreno o macizo calcáreo en la que se constata la influencia geomorfológica del medio marino, materializada en un extenso y variopinto abanico de interrelaciones entre el modelado kárstico y la dinámica litoral* (Figura 2). Esta concepción huye de planteamientos basados en visiones fragmentarias de la morfogénesis propia de las rocas calcáreas; en particular, se hace hincapié en la necesidad de no usar el término *karst litoral* para hacer referencia al micromodelado costero de las rocas carbonatadas (Tabla 1), el cual debería ser designado con la expresión mucho más adecuada de *lapiaz costero* o *karren litoral*.
- ◆ El repaso de las tendencias de investigación observables en la bibliografía internacional sobre el *karst costero* —entendido en el sentido amplio antes enunciado— evidencian hasta 7 temáticas principales sobre las que se incide al abordar estas materias (Tabla 2). Entre ellas destacan como más importantes, cuantitativamente, el estudio de las microformas de erosión costera, la espeleogénesis en los ambientes litorales, y las aportaciones al conocimiento de la historia pleistocénica del nivel marino.
- ◆ Este mismo análisis, si se centra en la bibliografía disponible sobre las Baleares, pone de manifiesto peculiaridades específicas (Figura 6), como son el alto porcentaje de trabajos publicados sobre temas como: la descripción morfológica del endokarst costero, las interferencias morfo-sedimentarias entre endokarst y litoral (y su reconstrucción espeleo-cronológica), el estudio de las fluctuaciones glacio-eustáticas a través de los espeleotemas freáticos y, para terminar, la cuestión de las calas. Por el contrario, son muy escasas las referencias dedicadas a cuestiones

como el lapiaz costero, que son en cambio profusamente estudiadas en otros ámbitos geográficos.

- ◆ A modo de resultado y complemento de la elaboración del punto anterior, se ha confeccionado una recopilación de la bibliografía sobre el karst litoral del archipiélago balear, incluida al final en forma de anexo; el fin perseguido es facilitar su consulta ágil, sin perderse en las cuantiosas referencias bibliográficas de todo tipo citadas a lo largo del texto. Este anexo bibliográfico, actualizado a Septiembre del 2000, agrupa un total de 137 citas, que aluden de alguna forma al karst costero de las Baleares.
- ◆ A la hora de proceder al estudio del karst litoral de Mallorca, se ha considerado conveniente restringir el área de trabajo a su costa oriental, desde el Cap des Freu (Capdepera) hasta el Cap de ses Salines (Santanyí). Este ámbito geográfico restringido, aparte de evitar la excesiva dispersión espacial, resulta del todo ilustrativo acerca de la casuística general que se observa en el conjunto de la isla. Ello es posible gracias a la presencia —en la zona de estudio elegida— de diferentes litologías que incluyen calizas mesozoicas estructuradas, depósitos carbonatados postorogénicos del Mioceno Superior, y eolianitas pleistocénicas; asimismo, son también muy variados los ambientes geomorfológicos y ecológicos, resultantes de los distintos grados de exposición que se dan a lo largo de este extenso sector de la línea de costa. Las unidades morfoestructurales y fisiográficas abarcadas por el área de trabajo son en concreto dos: los materiales plegados de las Serres de Llevant, y los relieves tabulares del Migjorn. De ambas unidades se exponen los datos necesarios sobre sus generalidades geográficas, geológicas y bioclimáticas.

7.2. El modelado epigeo litoral

Han merecido atención determinados aspectos del modelado epigeo en el área de referencia, los cuales poseen algún tipo de dependencia con

respecto al carácter calcáreo del sustrato. Los aspectos a resaltar, en este sentido, son los siguientes:

- ◆ A falta de estudios pormenorizados, que se hallan en curso dentro de un proyecto europeo de investigación, ha sido efectuado un repaso bibliográfico sobre el micromodelado costero y los mecanismos de bioerosión en las costas de Mallorca. Esta revisión pone de relieve que los perfiles de los litorales calcáreos de la isla muestran una zonación característica de los mares templados micromareales, en la que destaca la presencia de un *notch* bien desarrollado y abundante lapiaz supralitoral. El estudio morfométrico y genético detallado de estas formas está todavía por realizar, en nuestro entorno geográfico.
- ◆ La discusión sobre el posible papel de los procesos kársticos en la formación de las calas no aporta evidencias de peso al respecto. En general, las calas de la región natural del Migjorn son el resultado de la inundación de los sectores terminales de sistemas fluvio-torrenciales, careciéndose de pruebas determinantes que aboguen —en el sector estudiado— por una componente kárstica importante en la morfogénesis de estos fenómenos. Parece que los hundimientos de las bóvedas de cuevas kársticas no tienen una participación relevante en la configuración de los cañones, habituales en los terrenos calcáreos; el papel de este tipo de mecanismos, en la génesis de los barrancos y calas de la Mallorca oriental, se considera una posibilidad poco documentada de manera sólida hasta el presente.
- ◆ Los sistemas fluviales que originaron las calas han de ser relacionados con condiciones paleoclimáticas mucho más húmedas que las presentes —y con niveles de base inferiores al actual— acontecidos como mínimo en el Pleistoceno Inferior, remontándose tal vez hasta el Plioceno o incluso la transición Mioceno - Plioceno. Se apunta la probabilidad de que la excavación de estas redes fluvio-torrenciales y la espeleogénesis desarrollada en las calcarenitas tabulares del Mioceno Superior puedan

corresponder a un mismo gran evento geomórfico, el cual podría haber estado controlado por un nivel marino al menos 25 metros inferior al de hoy en día.

- ◆ También es objeto de atención el paleokarst fini-Mioceno, que aparece expuesto de manera vistosa a lo largo de los acantilados costeros del Migjorn. En particular, se describen las formas observadas en el litoral próximo a Mondragó (Santanyí), donde es analizada la incidencia de estos fenómenos en la morfología de detalle de la línea de costa. Queda puesto en evidencia que los colapsos paleokársticos presentan un comportamiento geomorfológico ambivalente, en cuanto a su resistencia a los mecanismos de erosión costera. En unos casos los colapsos constituyen zonas más resistentes a la dinámica erosiva litoral, que originan prominencias notables de la costa; en otras ocasiones, estas estructuras paleokársticas son trabajadas preferentemente por la erosión marina, dando lugar a ensenadas de pequeño o mediano tamaño.
- ◆ Las características diferenciales de uno u otro comportamiento —en el caso de estos fenómenos paleokársticos— están condicionadas por las peculiaridades litológicas de los depósitos del Mioceno Superior involucrados en los colapsos, así como por los tipos de brechas resultantes y su grado de cementación. En Mondragó la presencia de cuerpos columnares de brechas muy cementadas, compuestas por materiales correspondientes a los niveles superiores del Complejo Terminal (niveles oolíticos), ocasiona una conducta resistente frente a la erosión costera; a veces se llegan incluso a producir arcos litorales, al restar prominentes las chimeneas centrales de algunos colapsos. Por el contrario, en las cercanías de Portocristo, los depósitos afectados son sobre todo los niveles basales de las Calizas de Santanyí, comportándose estas manifestaciones paleokársticas como áreas de erosión preferencial, las cuales se materializan en penetraciones marinas de orden decámetrico o hectométrico.

7.3. El endokarst costero

El primero de los tres grandes bloques temáticos que configuran el grueso de esta memoria se ocupa del endokarst litoral en el levante de Mallorca. Las conclusiones que consideramos necesario resaltar son las siguientes:

- ◆ Para proceder al establecimiento de los rasgos diferenciales del endokarst en estudio, es oportuno proponer una clasificación espeleogenética de las cuevas de Mallorca, basada en el contexto hidrogeológico en el que se han generado las cavidades. Son distinguidas diversas categorías espeleogenéticas (Tabla 6, Figura 35), entre las que destaca la constituida por lo que se han denominado *cuevas litorales*, presentes tanto en las Serres de Llevant como, sobre todo, en la región kárstica del Migjorn. Esta categoría incluye cavernas generadas por disolución freática en la zona de mezcla costera, así como cavidades mixtas de génesis kárstico-marina.
- ◆ La observación de los numerosos fenómenos endokársticos, existentes en la mitad oriental de la isla, permite distinguir en términos generales una trilogía morfológica bien definida, representada por los aspectos ahora enumerados:
 - un gran desarrollo de los desprendimientos rocosos, resultado de los procesos de reajuste mecánico de las bóvedas y paredes de las cavidades;
 - una notable y, en ocasiones exuberante, ornamentación natural consistente en una enorme variedad de espeleotemas;
 - la presencia de lagos de aguas salobres, cuya superficie viene controlada por la posición del nivel marino, en los cuales tiene lugar la deposición freática de carbonatos.
- ◆ No obstante, el endokarst costero posee caracteres diferenciales en las dos unidades morfoestructurales que conforman el área estudiada; estos rasgos particulares están relacionados con los diferentes contextos lito-

estratigráficos y estructurales que caracterizan, de modo respectivo, a las Serres de Llevant y a la plataforma del Migjorn. En la primera de estas unidades, las cavidades subterráneas son relativamente variadas en cuanto a su morfogénesis (simas vadosas, galerías freáticas, cuevas litorales...), mientras que en la segunda la gran mayoría de las cavernas corresponden a un único modelo morfogenético, representado por localidades paradigmáticas como las famosas Coves del Drac (Manacor).

- ◆ La tipología de cavidad kárstica que predomina totalmente en el Migjorn está constituida por grandes salas, evolucionadas gracias a progresivos hundimientos de sus bóvedas y decoradas por una profusión de depósitos estalagmíticos. Estas salas constituyen unidades volumétricas, yuxtapuestas y más o menos independientes, que comunicándose entre sí pueden dar lugar a cavernas de notable desarrollo; las entradas de estas cavidades corresponden en la mayoría de las ocasiones a hundimientos, ligados al crecimiento volumétrico antigravitacional del endokarst. Las cotas inferiores de las cuevas se encuentran ocupadas por lagos de aguas salobres, establecidos en correspondencia con el presente nivel marino. Con suma frecuencia estas cavidades poseen importantes continuaciones subacuáticas, ya que su disposición actual responde a su inundación parcial como resultado del ascenso postglacial experimentado por el Mediterráneo. Los desarrollos espeleológicos máximos, conocidos en esta región kárstica, superan los 5.000 metros de recorrido hipogeo; algunas cavidades llegan a cotas de hasta -30 metros por debajo del nivel actual del mar, según los conocimientos actuales.
- ◆ Se establece un modelo genético y evolutivo para el endokarst del Migjorn (Figura 44), que contempla una génesis inicial en condiciones freáticas —en la zona de mezcla costera— a la que seguiría una dilatada y compleja evolución vadosa, interferida por las fluctuaciones eustáticas cuaternarias. Los vacíos y conductos primigenios deben haberse formado, presumiblemente, en relación con un nivel marino al menos 25 metros inferior al presente, acontecido en algún momento del Plioceno o incluso de la transición Mioceno - Plioceno. La posible

relación que pudiera existir entre esta fase inicial de la espeleogénesis y la excavación de los sistemas de barrancos del levante de Mallorca, aunque resulta plausible, está todavía por corroborar.

7.4. Interferencias entre endokarst y litoral

El segundo bloque importante de contenidos gravita sobre el siguiente hecho: existe un abanico amplio de interferencias entre el modelado endokárstico y la dinámica litoral, que ocasionan variados conjuntos morfo-sedimentarios controlados por las oscilaciones glacio-eustáticas de la superficie de las aguas marinas. Las posibilidades espeleocronológicas de estas situaciones son remarcables, en la medida en que la historia del nivel del mar introduce una pauta temporal, la cual facilita la reconstrucción evolutiva de las cavidades litorales y sus rellenos. Dentro de estos planteamientos, destacaremos los siguientes aspectos:

- ◆ Tras exponer algunas generalidades sobre la eustasia, como factor que condiciona la distribución espacial y temporal de la franja costera del karst, se intenta sistematizar las interferencias posibles entre los dos modelados de nuestro interés, esto es el karst y la dinámica litoral. En un plano estrictamente teórico (Tabla 9), las consecuencias geomorfológicas de las oscilaciones del nivel marino sobre el endokarst litoral pueden ser agrupadas en cuatro grandes categorías: las repercusiones de carácter hidrológico de dichas fluctuaciones, la morfogénesis resultante de la actuación conjunta o independiente de ambos modelados, la existencia de rellenos específicos del endokarst litoral, y las implicaciones cronológicas que se derivan del carácter discontinuo (en el espacio y en el tiempo) impuesto por las variaciones eustáticas.
- ◆ Se ha procedido a hacer balance de las interferencias entre karst y litoral, que es posible constatar en las 40 cavidades estudiadas. Las más frecuentes de ellas consisten en la presencia de lagos de aguas salobres —debidos a la inundación eustática parcial de las cavernas— en los cuales es del todo normal la presencia de espeleotemas aéreos,

sumergidos a causa de la transgresión marina postglacial. En dichos lagos tiene lugar, hoy en día, la deposición de cristalizaciones freáticas de carbonatos en relación con el actual nivel del Mediterráneo, existiendo también numerosos depósitos de estas características correspondientes a paleoniveles marinos pleistocénicos. Abundan asimismo los fenómenos de captura marina de cuevas kársticas, siendo habitual la presencia en las cavidades costeras de sedimentos alóctonos, ya sean de emplazamiento eólico o estrictamente marinos.

- ◆ Situándonos en el plano de las repercusiones hidrológicas del control marino sobre los acuíferos litorales, se aportan datos sobre las concentraciones de los iones Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^- en las aguas superficiales de lagos subterráneos, situados a diferentes distancias de la línea de costa (Tabla 12, Figura 58). Para todos los elementos analizados se observa una muy buena correlación inversa entre su concentración y la distancia con respecto al litoral, observándose como la cuantía de dichos iones disminuye conforme nos alejamos de la costa. En particular, se utiliza la concentración del catión K^+ para evaluar el porcentaje de agua del mar en el sistema hidroquímico, obteniendo valores máximos del orden del 80 % de agua salada en las localidades muy próximas al litoral (Cova des Drac de Cala Santanyí), hasta llegar a porcentajes inferiores al 5 % en cavidades situadas 1,5 kilómetros hacia el interior (Cova de sa Gleda, Manacor); las aguas subterráneas ajenas a la intrusión marina estarían representadas por pozos localizados ya entre 3 y 6 kilómetros tierra adentro.
- ◆ Son incluidos también algunos perfiles verticales de conductividad, realizados en los lagos de una localidad del litoral de Manacor (Cova de Cala Varques A) en condiciones estivales e invernales. En ambos casos se aprecia la existencia de claros gradientes de conductividad —la cual crece paulatinamente hacia el fondo— gradientes que presentan dos rupturas de pendiente (Figura 60) relacionadas con condiciones muy estáticas de estratificación de las aguas subterráneas; estas rupturas reflejan diferencias de densidad debidas a factores físico-químicos

(salinidad, temperatura...). Los perfiles medidos poseen una mayor dimensión vertical en condiciones invernales, a causa del mayor aporte de aguas meteóricas. Por este mismo motivo, el perfil obtenido en condiciones de invierno presenta una pendiente general relativamente constante, apareciendo las dos rupturas mencionadas bastante suavizadas. Las aguas subterráneas alcanzan una salinidad próxima a la del agua marina a una profundidad cercana a los -4 metros en verano y -5 metros en invierno, siempre en la localidad de referencia.

- ◆ Han sido calculados los Índices de Saturación con respecto a la Calcita y al Aragonito, en las aguas superficiales de algunos de los lagos subterráneos muestreados (Tabla 13). En la totalidad de los casos existe sobresaturación con respecto a la Calcita, y sólo en alguno de ellos las aguas se encuentran ligeramente subsaturadas en relación al Aragonito. Esta aparente inactividad de los procesos de disolución no parece ser extensiva a todo el perfil de los acuíferos costeros mallorquines; en este sentido, las exploraciones subacuáticas realizadas en nuestras cuevas litorales denotan la existencia de horizontes activos de disolución —con abundantes morfologías de micromodelado solutional—, que se corresponden con haloclinas donde tiene lugar la mezcla de aguas de diferentes salinidades.
- ◆ La revisión teórica de la espeleogénesis, en los acuíferos litorales, pone de manifiesto el control que el nivel marino ejerce sobre la disposición espacial de los vacíos generados. En particular, la posición altimétrica de éstos puede informar sobre paleoniveles marinos responsables de determinadas fases espeleogenéticas. En el caso del karst litoral del levante de la isla no se han encontrado evidencias claras acerca de horizontes preferenciales de espeleogénesis, que sea posible relacionar con pretéritos niveles del Mediterráneo. No obstante, la gran extensión que ostentan las cuevas del Migjorn por debajo de la actual cota ± 0 metros —alcanzando profundidades de hasta -30 metros bajo el nivel del mar— inclina a pensar que la excavación de los vacíos iniciales ha sucedido a cotas bastante inferiores al presente nivel marino. Como ya se ha argumentado antes, esta fase espeleogenética primigenia podría

corresponder a un nivel de base inferior al actual, el cual pudo condicionar a su vez la formación de la red de barrancos epigeos del sur y sureste de Mallorca.

- ◆ Son descritos diversos ejemplos de la captura marina de cuevas kársticas (Cova de na Mitjana y Cova de na Barxa, en Capdepera; Cova des Coloms y Cova de Cala Falcó, en Manacor), captura cuya posición cronológica corresponde, en todas las localidades estudiadas, al Pleistoceno Superior o al Holoceno. Se proponen reconstrucciones espeleocronológicas de estas cavidades, efectuadas en conjunción con los datos inferidos a partir de otros tipos de interferencias entre karst y litoral (Tablas 11, 14 y 18). En la totalidad de los casos analizados, aparte de la relativa juventud de la captura marina, las cuevas evidencian una dilatada evolución morfológica previa, que ha de abarcar necesariamente al menos el Pleistoceno Medio e Inferior.
- ◆ Una clase particular de cuevas de génesis marina la constituyen morfologías de este tipo excavadas en las zonas muy fracturadas, existentes en los flancos de los cuerpos centrales de los colapsos paleokársticos tratados con anterioridad. Estas situaciones son muy frecuentes en tramos de costa concretos, como el de Mondragó (Santanyí). Dejando de lado esta peculiaridad —casi anecdótica—, la incidencia del paleokarst fini-Mioceno del Migjorn en aspectos tales como la evolución del endokarst plio-pleistocénico, o la morfología de las calas, no está suficientemente documentada. Está todavía por corroborar, en el área estudiada, la eventualidad de una relación causal clara entre los fenómenos citados.
- ◆ En las cuevas litorales son frecuentes los rellenos alóctonos relacionados ya sea con la propia captura marina de estos vacíos kársticos, o con el emplazamiento eólico de sedimentos de origen marino, propiciado por la proximidad de las cavidades con respecto a la línea de costa. Se aportan datos mineralógicos y sedimentológicos sobre los rellenos alóctonos observados, tratándose en su mayoría de calcarenitas bioclásticas de mineralogía por lo general calcítica, aunque también se detectan en

algunas muestras porcentajes elevados de Dolomita (20-35 % como máximo) y mucho menores de Aragonito y de Cuarzo; las granulometrías predominantes corresponden a arenas de medias a finas, con tamaños de grano entre 0,5 y 0,125 mm. El mecanismo de emplazamiento en la mayor parte de las localidades es el transporte eólico, aunque también se encuentran materiales arenosos groseros cuyo ambiente sedimentario es estrictamente marino. El tipo de depósito más frecuente y vistoso consiste en dunas adosadas a los acantilados costeros, que penetran por gravedad en cavidades kársticas pre-existentes, obturando a menudo su ingreso. En cuanto a la cronología de estas eolianitas no se dispone de informaciones precisas, aunque en algún caso (Secret des Moix y Cova des Sòtil, en Manacor) parece tratarse de sistemas dunares anteriores al último interglacial, y por lo tanto correspondientes —en abstracto— al Pleistoceno Medio.

- ◆ Los restos paleontológicos de vertebrados plio-pleistocénicos no constituyen depósitos específicos del endokarst costero. Sin embargo su interdigitación con otras morfologías y sedimentos, cuya génesis y deposición están controladas por las vicisitudes del nivel marino, suministra un variado y singular registro de gran valor crono-estratigráfico. En este sentido, se procede a efectuar una interpretación espeleocronológica integrada del yacimiento de la Cova de na Barxa, en Capdepera, conjugando los datos paleontológicos junto con evidencias geomorfológicas y dataciones tanto de espeleotemas vadosos como freáticos (Tabla 16). Todo ello pone de relieve la complicada historia morfo-sedimentaria de esta caverna, cuya historia queda reconstruida con bastante detalle en los últimos 200 ka.
- ◆ Los procesos de deposición de espeleotemas constituyen un tipo de relleno específicamente kárstico, de gran valor gracias a la posibilidad de realizar dataciones absolutas por métodos radiométricos. Se repasan las dataciones disponibles sobre cristalizaciones precipitadas en condiciones vadosas. Los datos reunidos son lo bastante escasos como para no poder aventurar nada sobre episodios preferentes de estalagmitización. No obstante, de las pocas dataciones disponibles se

desprende que los procesos de deposición de espeleotemas aéreos han sido activos, incluso, durante los mínimos termométricos del Pleistoceno Medio y Superior. Por otra parte, en ambientes litorales como el que nos ocupa hay que considerar —además de los condicionantes paleoclimáticos— el importante papel desempeñado por las fluctuaciones del nivel marino; debe tenerse en cuenta que la deposición de espeleotemas aéreos puede resultar controlada altimétricamente por el nivel marino presente o pasado, quedando inhibida su formación por debajo de la cota alcanzada en cada momento por las aguas marinas. De esta manera la existencia de hiatus deposicionales, en los espeleotemas aéreos de localidades cercanas al actual nivel del mar, debe ser interpretada teniendo en mente que pueden corresponder no a causas paleoclimáticas directas (pluviometría, temperatura...), sino a controles paleoambientales indirectos como son las variaciones eustáticas.

- ◆ Dentro del capítulo final de este bloque de contenidos, se desarrolla una reconstrucción espeleocronológica (Figura 79) de los acontecimientos geomorfológicos individualizados en las cavidades del Cap Vermell (Capdepera), que se considera extrapolable a la generalidad del karst litoral del levante de la isla. Las localidades estudiadas permiten establecer que, durante el Pleistoceno Medio y Superior, las cavidades se encontraban ya en unas condiciones morfológicas y volumétricas similares a las presentes; queda además bien documentado cómo, en los últimos 300 ka, las cavernas han experimentado tan sólo pequeños —pero muy interesantes— retoques morfo-sedimentarios, ligados a las vicisitudes cuaternarias del nivel marino. Las potencialidades que ofrecen las interferencias entre karst y litoral son enormes, de cara a la interpretación cronológica y morfogenética de los procesos actuantes en la franja costera de los territorios carbonatados.

7.5. Espeleotemas freáticos y paleoniveles marinos

Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras mallorquinas suponen sin duda la vertiente de estudio más importante y novedosa, dentro

del abanico de interferencias constatadas entre karst y litoral. Este tipo de cristalizaciones constituye un excelente registro de los paleoniveles pleistoholocénicos del Mediterráneo, ofreciendo unas muy amplias posibilidades en cuanto a las investigaciones paleoambientales centradas en los tiempos cuaternarios. Estas cuestiones conforman el tercer —y último— gran bloque temático de la presente memoria; de hecho los capítulos dedicados a los espeleotemas freáticos constituyen su núcleo, tanto por la originalidad del registro abordado como por las aportaciones que se realizan al conocimiento del Cuaternario en el área mediterránea. Se resaltan a continuación las conclusiones siguientes:

- ◆ Con el fin de lograr un adecuado encuadre cronoestratigráfico de la materia, se realiza un detenido repaso del Pleistoceno y Holoceno marino de Mallorca, referenciándolo a los estadios climáticos del registro marino de isótopos de oxígeno, hoy en día internacionalmente aceptados. Esta revisión evidencia las limitaciones que conlleva la nomenclatura de uso habitual en la designación de los diversos pisos del Cuaternario marino —basada, sobre todo, en criterios faunísticos y estratigráficos—, si la pretensión perseguida es hacer referencia de manera unívoca a los diferentes eventos climáticos del Pleistoceno y Holoceno.
- ◆ Desde el punto de vista morfogenético, se ha procedido a situar los espeleotemas freáticos en el contexto de las diversas clasificaciones existentes, acerca de los depósitos minerales secundarios de las cavernas (Tabla 24). Conviene hacer hincapié en una cuestión clave: las alineaciones de este tipo de espeleotemas registran el nivel alcanzado por las aguas freáticas, el cual a su vez viene controlado por la posición del nivel marino. En consecuencia, los espeleotemas freáticos se erigen en un registro excepcional de la historia cuaternaria del nivel del mar.
- ◆ Son sistematizadas las morfologías de esta clase de espeleotemas observables en las cuevas de Mallorca (Tabla 26), señalándose asimismo la distribución espacial de estos llamativos depósitos en el

conjunto de la isla. En la zona de trabajo elegida, se han investigado un total de 15 localidades que contienen alineaciones de espeleotemas freáticos (Tabla 27), individualizándose un mínimo de 30 paleoniveles de estas cristalizaciones, correspondientes a antiguas estabilizaciones de la superficie de las aguas marinas. La situación altimétrica de estos depósitos abarca desde poco menos de la cincuentena de metros de altitud, hasta algo más de veinte metros por debajo del nivel marino presente. Aparte de la descripción somera de las cavidades estudiadas, son descritas también las muestras de espeleotemas freáticos recolectadas para el desarrollo de investigaciones isotópicas; dichos especímenes fueron obtenidos mediante una sencilla técnica de muestreo, al tiempo que se procedía a determinar su ubicación altimétrica precisa.

- ◆ Han sido realizadas algunas investigaciones sobre la mineralogía y cristalografía de estos depósitos, utilizando difracción de Rayos-X, microscopía óptica sobre réplicas de acetato de las muestras, y microscopía electrónica de barrido (SEM). Se han analizado mediante difracción de Rayos-X un total de 42 muestras de espeleotemas freáticos (Tabla 28), siendo la mineralogía dominante la Calcita, en particular la Calcita magnesiana (HMC) con contenidos de $MgCO_3$ por lo general inferiores al 11 %; también es frecuente la presencia de Aragonito, detectándose asimismo porcentajes bajos de Dolomita en algunas localidades. La deposición de Aragonito parece relacionarse con condiciones paleoambientales cálidas correspondiendo, en las muestras analizadas, siempre a cristalizaciones pertenecientes al último interglacial (estadio isotópico 5).
- ◆ El estudio cristalográfico de las muestras obtenidas, efectuado mediante microscopía óptica y microscopía electrónica de barrido (SEM), ha aportado nuevos datos sobre esta clase de depósitos. Con ellos se ha procedido a la caracterización y sistematización de las fábricas cristalinas observables (Figura 97), relacionándolas con las texturas superficiales que poseen los espeleotemas freáticos recolectados. Las cristalizaciones

de aragonito exhiben siempre un hábito acicular, que origina depósitos cuyas morfologías son redondeadas y sus superficies muy lisas. Los espeleotemas calcíticos presentan variadas fábricas que abarcan desde agrupaciones fibrosas de cristales elongados, hasta cristalizaciones macrocristalinas de hábito romboédrico; las formas resultantes incluyen, respectivamente, desde concreciones de apariencia botrioidal o globular hasta espectaculares ejemplares de morfología exterior poliédrica, pasando por abundantes espeleotemas freáticos de aspecto coraloide.

- ◆ La realización de dos programas de datación absoluta, de muestras de espeleotemas freáticos, ha permitido precisar la edad de los paleoniveles marinos que generaron esas cristalizaciones. Las dataciones han sido efectuadas usando la técnica $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, basada en la desintegración radioactiva de las series del Uranio. En total se han datado 40 muestras pertenecientes a antiguos niveles marinos, cuyas alturas están comprendidas entre +40 metros s.n.m y -23 metros bajo el actual nivel del Mediterráneo.
- ◆ Las edades obtenidas, en el caso de las 22 muestras recolectadas a alturas superiores a la actual cota ± 0 metros de la superficie marina (Tabla 29, Figura 100), oscilan entre 3,9 ka —para un espeleotema subactual— y >350 ka B.P., edades estas últimas atribuibles como mínimo al estadio isotópico 9. Están muy bien representados (11 dataciones) los diversos picos cálidos habitualmente distinguidos dentro del último gran acontecimiento interglacial (subestadios 5a, 5c y 5e), con cronologías que abarcan desde 83,4 ka hasta 130,4 ka B.P., y materializados en forma de paleoniveles de cristalizaciones freáticas situados a altitudes próximas a los +2 metros s.n.m. Por el contrario, los espeleotemas datados correspondientes al penúltimo interglacial (estadio 7) son muy escasos. Algunas muestras se acercan a los límites de datación del método, debiendo ser atribuidas al estadio 9, o incluso eventos cálidos más antiguos (estadios 11 ó 13).
- ◆ El hecho de encontrar depósitos pertenecientes al mismo evento climático, pero situados a altimetrías diferentes, informa sobre la

existencia de deformaciones tectónicas recientes en el área estudiada. A este respecto, los espeleotemas atribuidos a los subestadios 5a, 5c y 5e se hallan a altitudes crecientes de sur a norte, pasándose de los +1,4 metros de las localidades más meridionales hasta llegar a los +2,5 metros en las septentrionales. Esta situación denota un basculamiento del orden de poco más de un metro, responsable de las diferencias altimétricas observadas en función de la latitud (Figura 109).

- ◆ Las dataciones comentadas hasta ahora corroboran la asunción geomorfológica que relacionaba la existencia de alineaciones elevadas de cristalizaciones freáticas, con antiguos niveles del Mediterráneo asociados a eventos de signo cálido (interglaciales). Asimismo se confirma la relativa gran antigüedad —Pleistoceno Medio, al menos— de los paleoniveles más altos (>30 metros s.n.m.), tal como sugerían las evidencias provinientes del registro marino pleistocénico de Mallorca.
- ◆ Se ha tenido ocasión de muestrear y datar 18 especímenes de espeleotemas freáticos, que hoy en día permanecen sumergidos por debajo del nivel del mar. Tales cristalizaciones corresponden a otros tantos paleoniveles marinos, cuyas cotas se sitúan a profundidades comprendidas entre -1,5 y -23 metros; en particular, son abundantes las alineaciones de estos espeleotemas localizadas a profundidades próximas a los -15 metros, en concreto entre -13 y -17 metros. Estos depósitos registran estabilizaciones regresivas del Mediterráneo, ligadas a acontecimientos climáticos de relativo carácter frío. Las edades obtenidas oscilan entre 63,7 ka y >350 ka B.P. (Tabla 30; Figura 102), relacionándose con los estadios isotópicos 4, 6, 7 y 8, así como con los subestadios 5b, 5d y 5e integrados dentro del último gran evento interglacial. Algunas muestras, al aportar edades superiores a los 350 ka, han de corresponder como mínimo al estadio isotópico 9, no pudiéndose deducir mayores precisiones sobre esos espeleotemas.
- ◆ En su conjunto los datos cronológicos, conseguidos mediante el método Th/U, presentan una buena correlación con las edades asignadas a los

distintos estadios del registro marino de isótopos de oxígeno. Se constata con claridad la validez de la metodología aplicada, de cara al estudio de los carbonatos freáticos existentes en las cuevas costeras, y a la determinación de los paleoniveles marinos que los han generado.

- ◆ Ha sido posible también disponer de dataciones de algunas muestras de estas cristalizaciones, realizadas mediante la técnica ESR (*Electron Spin Resonance*). Concretamente, se han efectuado mediciones de ESR en un total de 10 muestras, obteniendo resultados cronológicos poco consistentes, muy en línea con el escepticismo sobre las posibilidades y fiabilidad de este método que abunda en la bibliografía internacional.
- ◆ Las investigaciones isotópicas han abarcado también el análisis de isótopos estables del Oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) y del Carbono ($\delta^{13}\text{C}$), realizados a partir de 23 muestras tanto de espeleotemas freáticos como vadosos (Tabla 32); en 3 de los especímenes freáticos estudiados se han efectuado estos análisis, asimismo, secuencialmente en las diferentes bandas de crecimiento de los espeleotemas. También han sido analizados los isótopos estables del O y del C en las aguas de los lagos de algunas localidades, para tener constancia de la composición isotópica de los precipitados carbonáticos actuales. Los datos analíticos aportados ponen de manifiesto una evidente covariación positiva de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 104), los cuales presentan valores en alza —composiciones isotópicas más “pesadas”— conforme se incrementa la componente marina en el sistema hidrogeoquímico.
- ◆ Las tendencias isotópicas observadas en las bandas de crecimiento de algunas de las muestras, correspondientes a cristalizaciones formadas durante el último interglacial, denotan una evolución hacia composiciones isotópicas “pesadas” a lo largo de los subestadios de signo cálido 5a y 5e. Dicha tendencia es interpretada como resultante de una mayor intrusión marina en el sistema, asociada a condiciones climáticas de aridez creciente. Esta inferencia paleoclimática cuestionaría la asunción

habitual que relaciona —en nuestro entorno geográfico— los momentos interglaciales con episodios climáticos de signo marcadamente húmedo.

- ◆ La integración de los programas de datación absoluta llevados a cabo sobre espeleotemas freáticos, muestreados tanto por encima como por debajo del nivel marino actual, aporta interesantes precisiones tendentes a la construcción de una curva eustática válida para los últimos 300 ka en el Mediterráneo Occidental (Figura 110). Esta curva es especialmente detallada en el rango de edad comprendido entre 60 ka y 150 ka B.P. (Figura 111), período que incluye el último gran evento interglacial (estadio isotópico 5) con las abruptas pulsaciones climáticas que en la actualidad se distinguen dentro de él.
- ◆ Las conclusiones más destacables, que se desprenden de las curvas eustáticas propuestas, son las siguientes:
 - Escasez y poca consistencia de los datos cuyas edades son mayores de 300 ka (estadios isotópicos 9 o anteriores).
 - El estadio 8, de signo frío, está representado por dos paleoniveles regresivos a -23 y -13,5 metros, con edades respectivas de 288 y 260 ka B.P.
 - El penúltimo interglacial (estadio 7) se encuentra poco documentado, existiendo evidencias sólidas de un nivel marino a +5 metros en torno a los 232 ka, así como una estabilización negativa a -8 metros (201 ka B.P.) asociada ya a la transición hacia el estadio isotópico 6.
 - Durante el evento frío previo al último interglacial (estadio 6) tiene lugar una regresión marina, registrada mediante un paleonivel a - 14 metros en torno a los 147 ka B.P.
 - En el último y complejo gran evento interglacial (estadio 5; 80-135 ka B.P.) se constatan hasta 7 pulsaciones climáticas de signo contrapuesto, que se traducen en la alternancia de picos transgresivos (de +1,4 a +2,5 metros s.n.m.) entre los que se intercalan breves episodios regresivos de al menos 18 metros de magnitud.

- Los inicios de la última glaciación (estadio 4) aparecen documentados por abundantes paleoniveles marinos inferiores al actual (entre -12 y -17 metros), cuya cronología va desde 63 a 79 ka B.P.
 - Finalmente, el nivel postglacial del Mediterráneo está representado por numerosos espeleotemas freáticos subactuales —originados en el actual rango de fluctuación de la superficie marina—, así como por un paleonivel de 6,6 ka de antigüedad, situado a +2,1 metros, correlacionable con el piso Flandriense, también denominado Versiliense.
- ◆ Centrándonos en el estadio isotópico 5, se pueden individualizar los siguientes eventos de mayor a menor antigüedad (Figura 111):
- Dentro del subestadio 5e —el óptimo térmico del último interglacial— están documentadas dos pulsaciones transgresivas de un máximo de +2,5 metros, ocurridas en torno a 130 y 117 ka B.P.; entre ambas se intercala un brusco episodio regresivo, de un mínimo de 16 metros de amplitud. Estas vicisitudes han sido asimismo detectadas recientemente en el Cuaternario marino de Mallorca, así como en otros ámbitos geográficos.
 - El subestadio 5d podría estar representado por un único paleonivel de espeleotemas freáticos, que informaría sobre una pulsación regresiva de al menos 15 metros.
 - Situado alrededor de los 108 ka B.P., el subestadio 5c supone otro evento de carácter cálido, registrado en algunas localidades por medio de cristalizaciones freáticas localizadas a cotas comprendidas entre +1,5 y +2,5 metros.
 - Un nuevo, y tal vez más prolongado, episodio regresivo tiene lugar sobre los 91-98 ka B.P. (subestadio 5b), momento en que el nivel del Mediterráneo desciende al menos 18 metros.
 - Para terminar, el subestadio 5a (83 ka B.P.) representa un pico cálido inmediatamente anterior al estadio 4, el cual marca el inicio del último gran ciclo glacial. Este acontecimiento transgresivo supone un nivel marino próximo a los +2 metros, cuyo descenso hasta -17 metros sucederá en tan sólo algunos miles de años.

- ◆ Las abundantes dataciones realizadas, a partir de espeleotemas freáticos recolectados entre las cotas +2,5 y -18 metros, permiten estimar tasas de variación del nivel marino durante las pulsaciones climáticas del último interglacial. Los valores calculados arrojan cifras medias de ascenso o descenso eustático del orden, nada despreciable, de 4 m/ka; entre estas bruscas fluctuaciones del nivel marino, puestas de manifiesto por los presentes datos, por fuerza se han de intercalar momentos de estabilidad de uno o unos pocos miles de años, lapso temporal mínimo necesario para la formación de los paleoniveles muestreados. Obviamente esta compleja historia de oscilaciones drásticas del nivel del Mediterráneo está controlada por causas climáticas, de las cuales las cristalizaciones freáticas constituyen un excelente registro.
- ◆ Las dataciones correspondientes al último interglacial demuestran que el nivel del mar, en Mallorca, no ha ascendido por encima de la cota +2,5 metros en los últimos 150 ka. Este dato hace patente la necesidad de afinar la cronología de los yacimientos marinos, atribuidos en sentido amplio al Eutirreniense sobre la base de criterios faunísticos. El alcance cronoestratigráfico de este piso en Mallorca resulta muy poco preciso ya que, además de los niveles típicos con fauna termófila correspondientes al último interglacial, incluye depósitos —situados a cotas incluso superiores a los +12 metros— que sin duda pertenecen al menos al estadio isotópico 7.
- ◆ En cuanto a los estadios climáticos cuya antigüedad supera los 300 ka (estadio 9 o anteriores), resulta por el momento muy aventurado intentar establecer correlaciones fehacientes entre los pisos del Cuaternario marino mediterráneo (Paleotirreniense, Milazziense, Siciliense...) y el registro paleoclimático de isótopos de oxígeno.
- ◆ Todo lo expuesto en los puntos precedentes demuestra que los espeleotemas freáticos son una herramienta nueva, muy potente y precisa, para el estudio del Cuaternario. Estos depósitos reflejan la

posición del nivel marino en el momento de su formación, atesorando valiosas informaciones paleoclimáticas y cronológicas susceptibles de ser desveladas mediante investigaciones isotópicas.

- ◆ Este tipo de cristalizaciones constituye un registro mucho más completo, por lo general, que el derivado del estudio de los yacimientos marinos cuaternarios. Debe ser tenido en consideración que se trata de un registro de carácter aditivo, el cual no suele haber sufrido la eventualidad de su destrucción total o parcial a causa de la erosión epigea, como sucede con las playas fósiles y/o las terrazas de abrasión marina.
- ◆ A modo de conclusión final, se puede afirmar que los espeleotemas freáticos son un singular ejemplo de cómo el interés de las investigaciones espeleológicas no se circunscribe a sus aportaciones, del todo incuestionables, al ámbito global de la karstología. Su trascendencia se extiende a otros problemas geológicos —de carácter más general y de mayor relevancia actual— tales como el conocimiento del Cuaternario, el estudio de los abruptos cambios climáticos acontecidos en su decurso, y la reconstrucción de las oscilaciones eustáticas que se derivan de los mismos.

8. BIBLIOGRAFÍA

8.1. Referencias bibliográficas citadas

- ADAMS, A. E.; MACKENZIE, W. S. & GUILFORD, C. (1984): *Atlas of sedimentary rocks under the microscopy*. Longman Group Limited. 100 págs. Essex.
- ALCOVER, J. A.; MOYÀ-SOLÀ, S. & PONS-MOYÀ, J. (1981): *Les quimeres del passat. Els vertebrats fòssils del Plió-Quaternari de les Balears i Pitiüses*. Editorial Moll. Monografies Científiques, 1. 261 págs. Palma de Mallorca.
- ALESSIO, M.; ALLEGRI, L.; ANTONIOLI, F.; BELLUOMINI, G.; FERRANTI, L.; IMPROTA, S.; MANFRA, L. & PROPOSITO, A. (1992): Risultati preliminari relativi alla datazione di speleotemi sommersi nelle fasce costiere del Tirreno centrale. *Giornale di Geologia*. 54 (2) : 165-193.
- ALLAN, J. R. & MATTHEWS, R. K. (1982): Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*. 29 : 797-817.
- ANDREWS, J. N.; GINÉS, A.; PONS-MOYÀ, J.; SMART, P. L. & TRIAS, M. (1989): Noves dades sobre el jaciment paleontològic de la Cova de na Barxa (Capdepera, Mallorca). *Endins*. 14-15 : 17-25. Palma de Mallorca.
- BACK, W.; HANSHAW, B. B. & VAN DRIEL, J. N. (1984): Role of groundwater in shaping the eastern coastline of the Yucatan Peninsula, Mexico. In: LAFLEUR, R. G. (Ed.): *Groundwater as a Geomorphic Agent*. Allen & Unwin Inc. 281-293. Boston.
- BADIELLA, E.; BADIELLA, X. & BADIELLA, E. (1992): Les cavitats litorals del Baix Empordà (I). De Palamós a Aiguablava. *Recull de Treballs Espeleològics SIS*. 12 : 162-187. Terrassa.
- BAKER, A.; SMART, P. L. & FORD, D. C. (1993): Northwest European palaeoclimate as indicated by growth frequency variations of secondary calcite deposits. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 100 : 291-301.
- BARRERES, M.; FERRERES, J. & CARDONA, F. (1976): La cueva de Sa Campana y el karst de Castellots (Mallorca). *Speleon*. 22 : 43-74. Barcelona.
- BATE, D. M. A. (1909): Preliminary note on a new artiodactyle from Majorca, *Myotragus balearicus*, gen. et sp. nov. *Geological Magazine*, new series. 6 : 385-388.
- BATTISTINI, R. (1982): La morphogénese des plateformes de corrosion littorale dans les gres calcaires (plateforme supérieure et plateforme a vasques) et le probleme des vasques, d'apres des observations faites a Madagascar. *Rev. Geomorphol. Dyn.* 30 (3) : 81-94.
- BAYO, A.; CASTIELLA, J.; CUSTODIO, E.; NIÑEROLA, S. & VIRGOS, L. (1986): Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y explotación. *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*. 2 : 255-340. San Sebastián.
- BISCHOFF, J. L.; ROSENBAUER, R. J.; TAVOSO, A. & LUMLEY, H. (1988): A test of Uranium-series dating of fossil tooth enamel: results from Tautavel cave, France. *Applied Geochemistry*. 3 : 145-151.

- BOLÒS, O. (1996): *La vegetació de les Illes Balears. Comunitats de plantes*. Institut d'Estudis Catalans. 267 pàgs. Barcelona.
- BOLÒS, O. & MOLINIER, R. (1958): Recherches phytosociologiques dans l'île de Majorque. *Collectanea Botanica*. 5 (3-4) : 699-865. Barcelona.
- BONIFAY, E. (1975): L'Ere Quaternaire: définition, limites et subdivisions sur la base de la chronologie méditerranéenne. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7 (17/3) : 380-393. Paris.
- BOSAK, P. (Ed.) (1989): *Paleokarst. A systematic and regional review*. Academia, Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences. 725 pàgs. Praga.
- BOSAK, P.; FORD, D. C. & GLAZEK, J. (1989): Terminology. In: BOSAK, P. (Ed.): *Paleokarst. A systematic and regional review*. Academia, Publishing House of the Czechoslovak Academy of Sciences. 25-32. Praga.
- BOURROUILH, R. (1983): *Estratigrafía, sedimentología y tectónica de la isla de Menorca y del noreste de Mallorca (Balears). La terminación nororiental de las cordilleras Béticas en el Mediterráneo occidental*. Mem. Inst. Geol. Min. España. 99. 672 pàgs. Madrid.
- BÖGLI, A. (1980): *Karst hydrology and physical speleology*. Springer-Verlag. 284 pàgs. Berlín.
- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H. (1989): The role of Ocean-Atmosphere reorganizations in glacial cycles. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 53 (10) : 2465-2501.
- BUTZER, K. W. (1962): Coastal geomorphology of Majorca. *Annals Assoc. American Geographers*. 52 (2) : 191-212.
- BUTZER, K. W. (1964): Pleistocene cold-climate phenomena of the island of Mallorca. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 8 (1) : 7-31. Berlín.
- BUTZER, K. W. (1975): Pleistocene littoral-sedimentary cycles of the Mediterranean basin: a Mallorquin view. In: BUTZER, K. W. & ISAAC, G. L. (Eds.): *After the Australopithecines: stratigraphy, ecology and culture change in the Middle Pleistocene*. 25-71. Chicago.
- BUTZER, K. W. (1985): La estratigrafía del nivel marino en Mallorca en una perspectiva mundial. In: *Geomorfología Litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Universidad de Valencia. 17-33. Valencia.
- BUTZER, K. W. & CUERDA, J. (1962): Coastal stratigraphy of southern Mallorca and its implications for the Pleistocene chronology of the Mediterranean sea. *Journal of Geology*. 70 (4) : 398-416. Chicago.
- CABRER, A. (1840): *Viaje a la famosa gruta llamada Cueva de la Ermita en el distrito de la villa de Artá de la isla de Mallorca*. Imprenta de P.J. Gelabert. 87 pàgs. Palma de Mallorca.
- CARANDELL, J. (1927): Movimientos lentos en el litoral Este de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 27 (10) : 469-473. Madrid.
- CARTER, R. W. G. (1988): *Coastal Environments*. Academic Press. 617 pàgs. Londres.

- CHAFETZ, H. S.; WILKINSON, B. H. & LOVE, K. M. (1985): Morphology and composition of non-marine carbonate cements in near-surface settings. In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (Eds.): *Carbonate cements*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 337-347. Tulsa, Oklahoma.
- CHARDONNET, J. (1948): Les calanques provençales. Origine et divers types. *Ann. Géog.* 308 : 289-297. Paris.
- CLEMMENSEN, L. B.; FORNÓS, J. J. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1997): Morphology and architecture of a late Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean. *Terra Nova*. 9 : 251-254.
- COLOM, G. (1975): *Geología de Mallorca*. Dip. Prov. Baleares. Inst. Est. Baleáricos. 2 Vol. 519 págs. Palma de Mallorca.
- COLOM, G.; CUERDA, J. & MUNTANER, A. (1957): Les formations quaternaires de Majorque. In: SOLÉ-SABARIS, L.; HERNANDEZ-PACHECO, F.; JORDÀ, F. & PERICOT, L. (Eds.): *Livret Guide de l'Excursion L. Levant et Majorque*. V Congrès International INQUA. 27-52. Madrid.
- CORBEL, J. (1956): Un karst méditerranéen de basse altitude. Le massif des Calanques et la formation de son relief. *Rev. Géog. Lyon*. 31 (2) : 129-136. Lyon.
- CRABTREE, K.; CUERDA, J.; OSMASTON, A. H. & ROSE, J. (1978): *The Quaternary of Mallorca*. Quaternary Research Association. Field meeting guide. 114 págs.
- CRAIG, D. H. (1988): Caves and other features of Permian karst in San Andres dolomite, Yates field reservoir; West Texas. In: JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (Eds.): *Paleokarst*. Springer-Verlag. 342-363. New York.
- CROWTHER, J. (1996): Roughness (mm-scale) of limestone surfaces: examples from coastal and sub-aerial karren features in Mallorca. In: FORNÓS, J. J. & GINÉS, A. (Eds.): *Karren Landforms*. Universitat de les Illes Balears. 149-159. Palma de Mallorca.
- CUERDA, J. (1975): *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Instituto de Estudios Baleáricos. 304 págs. Palma de Mallorca.
- CUERDA, J. & SACARÉS, J. (1992): *El Cuaternari al Migjorn de Mallorca*. Conselleria de Cultura, Educació i Esports. Govern Balear. 130 págs. Palma de Mallorca.
- CUERDA, J.; ANTICH, S. & SOLER, A. (1986): Las formaciones cuaternarias marinas de Cala Pi (Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 30 : 95-104. Palma de Mallorca.
- CUSTODIO, E. & LLAMAS, M. R. (1983): *Hidrología subterránea*. Editorial Omega. 2 Vols. 2350 págs. Barcelona.
- DALONGEVILLE, M. (1977): Formes littorales de corrosion dans les roches carbonatées au Liban. Etude morphologique. *Méditerranée*. 3 : 21-33.
- DANSGAARD, W.; WHITE, J. W. C. & JOHNSEN, S. J. (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. *Nature*. 339 : 532-533.

- DARDER, B. (1925): La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Géol. France*. 25 (1) : 245-278. Paris.
- DARDER, B. (1930): Algunos fenómenos cársicos en la isla de Mallorca. *Ibérica*. 33 : 154-156. Barcelona.
- DEBRAT, J. M. (1974): Etude d'un karst calcaire littoral méditerranéen. Exemple du littoral de Nice a Menton. *Méditerranée*. 2 : 63-85.
- DEINES, P.; LANGMUIR, D. & HARMON, R. S. (1974): Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 38 : 1147-1164.
- DEL OLMO, P. & ÁLVARO, M. (1984): Control estructural de la sedimentación neógena y cuaternaria de Mallorca. *I Congreso Español de Geología*. 3 : 219-228.
- DREYBRODT, W. (1988): *Processes in karst systems: physics, chemistry, and geology*. Springer-Verlag. 288 págs. Berlín.
- EDWARDS, R. L.; CHEN, J. H. & WASSERBURG, G. J. (1986-87): ^{238}U — ^{234}U — ^{230}Th — ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*. 81 : 175-192.
- EGOZCUE, J. J. (1971): Estudio del cono de materiales alóctonos de la Cova de sa Font. *Speleon*. 18 : 49-53. Barcelona.
- EMERY, K. O. (1946): Marine solution basins. *The Journal of Geology*. 54 (4) : 209-228. Chicago.
- EMILIANI, C. (1955): Pleistocene temperatures. *The Journal of Geology*. 63 (6) : 538-578. Chicago.
- EMRICH, K.; EHHALT, D. H. & VOGEL, J. C. (1970): Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth and Planetary Science Letters*. 8 : 363-371.
- ENCINAS, J. A. (1972): Contribuyendo al estudio del karst del valle de Sant Vicenç de Pollença (Mallorca). Espeleogénesis y espeleografía. *Geo y Bio Karst*. 31 : 15-22. Barcelona.
- ENCINAS, J. A. (1994): *501 grutas del término de Pollensa (Mallorca)*. Punt Gràfic. Col. Tarsilbet, 3. 609 págs. Pollença.
- ENCINAS, J. A. (1997): Inventari espeleològic de les Illes Balears —Any 1997—. *Endins*. 21 : 103-128. Palma de Mallorca.
- ENCINAS, J. A.; LLOBERA, M. & LLOBERA, P. J. (1974): Introducción a una clasificación espeleogenética de las cuevas y simas de Mallorca (Balears). *Endins*. 1 : 3-10. Palma de Mallorca.
- FAIRBANKS, R. G. & MATTHEWS, R. K. (1978): The marine oxygen isotope record in pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quaternary Research*. 10 : 181-196. Washington.

- FAIRBRIDGE, R. W. (1961): Eustatic changes in sea level. *Physics and Chemistry of the Earth*. 4 : 99-185.
- FALLOT, P. (1922): *Etude géologique de la Sierra de Majorque*. Libr. Polytechnique Ch. Béranger. 480 págs. París.
- FAURA Y SANS, M. (1926): *Las cuevas de Mallorca*. Publ. Inst. Geol. Min. España. XIV Congreso Geológico Internacional. 78 págs. Madrid.
- FAURE, G. (1986): *Principles of isotope geology. Second Edition*. John Wiley & Sons. 589 págs. New York.
- FEVRET, M. & SANLAVILLE, P. (1965): Contribution a l'étude du littoral libanais. *Méditerranée*. 2 : 113-134.
- FIOL, L.; FORNÓS, J. J. & GINÉS, A. (1992): El Rillenkarrén: un tipus particular de Biocarst? Primeres dades. *Endins*. 17-18 : 43-49. Palma de Mallorca.
- FIOL, L.; FORNÓS, J. J. & GINÉS, A. (1996): Effects of biokarstic processes on the development of solutional rillenkarrén in limestone rocks. *Earth Surface Processes and Landforms*. 21 : 447-452.
- FLORIT, X. & ALCOVER, J. A. (1987): Els ocells del Plistocè Superior de la Cova Nova (Capdepera, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 31 : 7-44. Palma de Mallorca.
- FOLCH, R. (1986): *La vegetació dels Països Catalans*. Ketres Editora. 541 págs. Barcelona.
- FOLK, R.L. (1974): The natural history of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*. 44 : 40-53.
- FOLK, R. L.; ROBERTS, H. H. & MOORE, C. H. (1973): Black phytokarst from Hell, Cayman islands, British West Indies. *Geol. Soc. America Bulletin*. 84 : 2351-2360.
- FORD, D. C. (1965): The origin of limestone caverns: a model from the central Mendip Hills, England. *Bull. Nat. Spel. Soc.* 27 : 109-132. Huntsville.
- FORD, D. C. (1997): Dating and paleo-environmental studies of speleothems. In: HILL, C. & FORTI, P. (Eds.): *Cave minerals of the World. Second edition*. National Speleological Society. 271-284. Huntsville.
- FORD, D. C. & EWERS, R. O. (1978): The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. *Can. Journ. Earth Scienc.* 15 : 1783-1798.
- FORD, D. C. & WILLIAMS, P. W. (1989): *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman. 601 págs. Londres.
- FORD, T. D. (1975): Sediments in caves. *Trans. British Cave Research Assoc.* 2 (1) : 41-46. Bridgewater.
- FORNÓS, J. J. (1991): La Unitat Calcàries de Santanyí (Miocè superior) a la zona de Cala Murta (Marina de Llevant, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 34 : 33-40. Palma de Mallorca.

- FORNÓS, J. J. (1999): Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*. 42 (2) : 237-250. Budapest.
- FORNÓS, J. J. & AHR, W. M. (1997): Temperate carbonates on a modern, low-energy, isolated ramp: the Balearic platform, Spain. *Journal of Sedimentary Research*. 67 (2) : 364-373.
- FORNÓS, J. J. & GELABERT, B. (1995): Litologia i tectònica del carst de Mallorca / Lithology and tectonics of the Majorcan karst. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 27-43. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J. & GINÉS, A. (Eds.) (1996): *Karren Landforms*. Universitat de les Illes Balears. 450 pàgs. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J. & POMAR, L. (1983): Mioceno superior de Mallorca: unidad Calizas de Santanyí (Complejo Terminal). In: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNÓS, J. J. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (Eds.): *El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca 83*. Institut d'Estudis Balearics. Universidad de Palma de Mallorca. 177-206. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J. & POMAR, L. (1984): Facies, ambientes y secuencias de plataforma carbonatada somera (formación Calizas de Santanyí) en el Mioceno terminal de Mallorca (Islas Baleares). *Publicaciones de Geología. Homenaje a Luis Sánchez de la Torre*. 20 : 319-330.
- FORNÓS, J. J.; POMAR, L. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1983): Las eolianitas del Pleistoceno de Mallorca y sus estructuras asociadas. In: OBRADOR, A. (Ed.): *Comunicaciones X Cong. Nac. Sedimentol. Menorca 1983*. Universitat Autònoma de Barcelona. 190-193. Bellaterra.
- FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (1989a): Paleokarst collapse features in the uppermost Miocene of Mallorca island (Spain). *Proc. 10th Int. Congress Speleol.* 1: 46-48. Budapest.
- FORNÓS, J. J.; PRETUS, J. L. & TRIAS, M. (1989b): La Cova de sa Gleda (Manacor, Mallorca), aspectes geològics i biològics. *Endins*. 14-15 : 53-59. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J.; GINÉS, A.; GINÉS, J. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1995): El paleocarst a Mallorca / Paleokarst in Mallorca. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 113-124. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J.; FUMANAL, M. P.; PONS, G. X.; BARÓN, A.; FORNÉS, A.; PARDO, J. E.; RODRÍGUEZ-PEREA, A.; ROSSELLÓ-VERGER, V. M.; SEGURA, F. & SERVERA, J. (1998): Rebliment holocènic a la vall incisa del barranc d'Algendar (Cala Galdana, sud de Menorca, Mediterrània Occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 41 : 173-189. Palma de Mallorca.
- FORTI, P. (1993): Meccanismi genetici ed evolutivi delle grotte marine. *Speleologia*. 28 : 63-67. Milán.
- FORTI, P. & UTILI, F. (1984): Le concrezioni della Grotta Giusti. *Speleo*. 12 : 17-25. Florencia.

- FOURMARIER, P. (1926): Quelques observations sur l'ornementation naturelle de deux grottes de l'île de Majorque. *Ann. Soc. Géol. Belg.* 49 : 320-322. Lieja.
- FRANK, T. D. & LOHMANN, K. C. (1996): Diagenesis of fibrous magnesian calcite marine cement: implications for the interpretation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of ancient equivalents. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 60 : 2427-2436.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J. R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: FLEISCHER, M. (Ed.): *Data of Geochemistry*. USGS Prof. Paper. 440-KK.
- FURREDDU, A. & MAXIA, C. (1964): *Grotte della Sardegna*. Editrice Sarda Fossataro. 310 págs. Cagliari.
- GALLUP, C. D.; EDWARDS, R. L. & JOHNSON, R. G. (1994): The timing of high sea levels over the past 200,000 years. *Science*. 263 : 796-800.
- GARCÍA, J.; DELGADO, X. & FERRERES, J. (1986): Recull de cavitats de l'illa de Mallorca. *Exploracions*. 10 : 47-57. Barcelona.
- GASCOINE, W. (1992): Water chemistry in Cuevas del Drach, Majorca. *Cave Science*. 19 (2) : 51-54.
- GASCOYNE, M. (1984): Twenty years of Uranium-Series dating of cave calcites: a review of results, problems and new directions. *Studies in Speleology*. 5 : 15-30. Newbury.
- GASCOYNE, M. & BENJAMIN, G. J. (1977): Paleoclimatic significance of submerged speleothems. *Proc. 7th Int. Speleol. Congress*. 210-211. Sheffield.
- GASCOYNE, M.; BENJAMIN, G. J.; SCHWARZ, H. P. & FORD, D. C. (1979): Sea-level lowering during the Illinoian glaciation: evidence from a Bahama "Blue Hole". *Science*. 205 : 806-808.
- GAY, S. & CHAMPSAUR, B. (1885): *Album de las cuevas de Artá y Manacor*. Luis Fábregas - Librería Española. 50 págs. Palma de Mallorca, Barcelona.
- GAYÀ, C. (1976): *Climatología de Baleares. Temperaturas*. SMN A-71. 49 págs. Madrid.
- GAYÀ, C. (1984): *Climatología de Baleares. Meteoros*. INM A-71bis. 204 págs. Madrid.
- GELABERT, B. (1998): *La estructura geológica de la mitad occidental de la Isla de Mallorca*. Instituto Tecnológico Geominero de España. 129 págs. Madrid.
- GELABERT, B.; SÀBAT, F. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1992): An structural outline of the Serra de Tramuntana of Mallorca (Balearic Islands). *Tectonophysics*. 203 : 167-183.
- GEYH, M. A. & SCHLEICHER, H. (1990): *Absolute age determination. Physical and chemical dating methods and their application*. Springer-Verlag. 503 págs. Berlin.
- GÈZE, B. (1953): La genèse des gouffres. *1er. Cong. Intern. Spéléol.* 2 : 11-23. Paris.
- GÈZE, B. (1973): Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. *Annales de Spéléologie*. 28 (1) : 1-20. Moulis.

- GILLIESON, D. (1996): *Caves. Processes, development, management*. Blackwell Publishers. 324 pàgs.
- GIMÉNEZ, J. & TABERNER, C. (1997): Carbonats d'origen sedimentari i diagenètic. In: MELGAREJO, J.C. (Ed.): *Atles d'associacions minerals en làmina prima*. Edicions Universitat de Barcelona - Fundació Folch. 13 : 193-204.
- GINÉS, A. (1973): Sobre el posible hallazgo de formaciones de edad Milazziense en Ses Coves Petites. *III Simposium Espeleologia*. 87-91. Mataró.
- GINÉS, A. (1975): Relación actualizada de las cavidades más profundas de la isla de Mallorca. *Endins*. 2 : 44-47. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. (1983): *Bioespeleología del karst mallorquín. Datos ecológicos preliminares*. Tesis de Licenciatura. Departamento Ecología, Universidad de Palma de Mallorca. 219 pàgs. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. (1993): IX. Morfologies exocàrstiques. In: ALCOVER, J. A.; BALLESTEROS, E. & FORNÓS, J. J. (Eds.): *Història Natural de l'arxipèlag de Cabrera*. CSIC - Editorial Moll. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 2: 153-160. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. (1995a): Els espeleotemes de les coves de Mallorca / The speleothems of Majorcan caves. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 87-97. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. (1998a): L'exocarst de la serra de Tramuntana de Mallorca. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 361-389. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. (1999): *Morfología kàrstica y vegetación en la Serra de Tramuntana. Una aproximación ecológica*. Universitat de les Illes Balears. Tesis Doctoral, inédita. 581 pàgs. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & FIOL, L. (1981): Estratigrafia del yacimiento de la Cova des Fum (Sant Llorenç, Mallorca). *Endins*. 8 : 25-42. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1972): Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *II Congreso Nacional de Espeleología*. Comunicación nº 13: 1-16. Oviedo.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1974): Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 19 : 11-28. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1975): Los medios lacustres hipogeos representados en el karst mallorquín, y sus respectivas tendencias morfogénicas. *Endins*. 2 : 9-12. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1977): Datos bioespeleológicos obtenidos en las aguas cársticas de la isla de Mallorca. *Comunicacions 6è. Simposium d'Espeleologia*. 81-95. Terrassa.

- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1986): On the interest of speleochronological studies in karstified islands. The case of Mallorca (Spain). *Com. 9º Cong. Int. Espeleol.* 1: 297-300. Barcelona.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1987a): Características espeleológicas del karst de Mallorca. *Endins*. 13 : 3-19. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1989a): Absolute dating of phreatic speleothems from coastal caves of Mallorca (Spain). *Proc. 10th Int. Congress Speleol.* 1: 191-193. Budapest.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1991): Karst costero. Espeleogénesis en el Migjorn de Mallorca. Espeleotemas freáticos y paleoniveles del Mediterráneo. In: GRIMALT, M. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (Eds.): *Libro-Guía de las Excursiones de las VII Jornadas de Campo de Geografía Física*. Universitat de les Illes Balears. 197-206. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1992): Las Coves del Drac (Manacor, Mallorca). Apuntes históricos y espeleogenéticos. *Endins*. 17-18 : 5-20. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.) (1995a): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3. 216 págs. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A.; GINÉS, J. & PONS-MOYÀ, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento morfológico y cronológico de las cavernas costeras mallorquinas. *Speleon. Monografia I, V Symposium Espeleologia, Espeleocuaternario*. 49-56. Barcelona.
- GINÉS, A.; GINÉS, J.; POMAR, L. & SALVÀ, P. A. (1979): *La Serra de Tramuntana. VI Coloquio de Geografia. Guía de la Excursión nº 1*. 38 págs. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A.; GINÉS, J. & POMAR, L. (1981a): Phreatic speleothems in coastal caves of Majorca (Spain) as indicators of Mediterranean Pleistocene paleolevels. *Proc. 8th Int. Congress Speleol.* 2: 533-536. Bowling Green.
- GINÉS, A.; GINÉS, J.; FORNÓS, J. J. & TUCCIMEI, P. (1999): Dataciones isotópicas de espeleotemas procedentes de cuevas costeras de Mallorca. Estado actual de las investigaciones. In: ANDREO, B.; CARRASCO, F. & DURÁN, J. J. (Eds.): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. Patronato de la Cueva de Nerja. 143-152. Nerja (Málaga).
- GINÉS, J. (1995b): L'endocarst de Mallorca: els mecanismes espeleogenètics / Mallorca's endokarst: the speleogenetic mechanisms. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3: 71-86. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. (1998b): L'endocarst de la serra de Tramuntana de Mallorca. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 391-421. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1976): Ses Coves del Pirata. *Endins*. 3 : 41-45. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1979): L'Avenc Fonda (Pollença, Mallorca). *Endins*. 5-6 : 39-42. Palma de Mallorca.

- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1987b): Datos espeleocronológicos sobre el karst de la isla de Mallorca. *Revista de Ciència. Institut d'Estudis Baleàrics*. 1 : 81-92. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1989b): El karst en las islas Baleares. In: DURÁN, J. J. & LÓPEZ, J. (Eds.): *El Karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Monografía 4: 163-174. Madrid.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1993a): Speleochronological approach to some coastal caves from "Cap Vermell" area in Mallorca island (Spain). *Proc. XI Int. Congress Speleol.* 56-59. Beijing.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1993b): Dataciones isotópicas de espeleotemas freáticos recolectados en cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*. 19 : 9-15. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1995b): Aspectes espeleocronològics del carst de Mallorca / Speleochronological aspects of karst in Mallorca. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 99-112. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J.; GINÉS, A. & POMAR, L. (1981b): Morphological and mineralogical features of phreatic speleothems occurring in coastal caves of Majorca (Spain). *Proc. 8th Int. Congress Speleol.* 2: 529-532. Bowling Green.
- GÓMEZ-PUJOL, L. (1999): Sedimentologia i evolució geomorfològica quaternària del ventall al·luvial des Caló (Betlem, Artà, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 42 : 107-124. Palma de Mallorca.
- GÓMEZ-PUJOL, L.; BALAGUER, P.; BALDO, M.; FORNÓS, J. J.; PONS, G. X. & VILLANUEVA, G. (2000a): Dinámica erosiva de las plataformas litorales europeas (ESPED): aproximación metodológica a las tasas de erosión del litoral rocoso. *Cuaternario y Geomorfología* (en prensa).
- GÓMEZ-PUJOL, L.; BALAGUER, P.; BALDO, M.; FORNÓS, J. J.; PONS, G. X. & VILLANUEVA, G. (2000b): Patrones y tasa de erosión de Melaraphe neritoides (Linneo, 1758) en el litoral rocoso de Mallorca: resultados preliminares. *Cuaternario y Geomorfología* (en prensa).
- GONZÁLEZ, L. A.; CARPENTER, S. J. & LOHMANN, K. C. (1992): Inorganic calcite morphology: roles of fluid chemistry and fluid flow. *Journal of Sedimentary Petrology*. 62 (3) : 382-399.
- GRÀCIA, F. & VICENS, D. (1998): Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 307-329. Palma de Mallorca.
- GRÀCIA, F.; WATKINSON, P.; MONSERRAT, T.; CLARKE, O. & LANDRETH, R. (1997): Les coves de la zona de ses Partions - Portocolom (Felanitx, Mallorca). *Endins*. 21 : 5-36. Palma de Mallorca.
- GRÀCIA, F.; CLAMOR, B. & WATKINSON, P. (1998a): La Cova d'en Passol i altres cavitats litorals situades entre Cala sa Nau i Cala Mitjana (Felanitx, Mallorca). *Endins*. 22 : 5-18. Palma de Mallorca.

- GRÀCIA, F.; CLAMOR, B.; AGUILÓ, C. & WATKINSON, P. (1998b): La Cova des Drac de Cala Santanyí (Santanyí, Mallorca). *Endins*. 22 : 55-66. Palma de Mallorca.
- GRÀCIA, F.; CLAMOR, B. & LAVERGNE, J. J. (2000): Les coves de Cala Varques (Manacor, Mallorca). *Endins*. 23. Palma de Mallorca.
- GRIMALT, M. (1992): *Geografia del risc a Mallorca. Les inundacions*. Institut d'Estudis Balearics. 359 pàgs. Palma de Mallorca.
- GRIMALT, M. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1990): Caudales-punta de avenida y morfología de cuencas en Mallorca. In: GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L. & LOZANO, M. V. (Eds.): *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. Instituto de Estudios Turolenses. 2: 427-436. Teruel.
- GRIMALT, M. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1994): El modelado periglacial en Baleares. Estado de la cuestión. In: GÓMEZ, A.; SIMÓN, M. & SALVADOR, F. (Eds.): *Periglaciario en la Península Ibérica, Canarias y Baleares*. Monografías de la S.E.G. 7: 189-201. Granada.
- GRIMALT, M.; RODRÍGUEZ-PEREA, A. & RODRÍGUEZ-GOMILA, R. (1990): Morfometría de cuencas en la vertiente sudoriental de Mallorca. *Actas IV Col. Geogr. Cuant.* 355-374. Palma de Mallorca.
- GRIMALT, M.; RODRÍGUEZ-PEREA, A.; SERVERA, J. & RODRÍGUEZ-GOMILA, R. (Eds.) (1991): *Libro-Guía de las Excursiones de las VII Jornadas de Campo de Geografía Física*. Departament de Ciències de la Terra. Universitat de les Illes Balears. 253 pàgs. Palma de Mallorca.
- GRIMALT, M.; RODRÍGUEZ-PEREA, A.; RODRÍGUEZ-GOMILA, R.; SERVERA, J. & FORNÓS, J. J. (1992): Procesos de colmatación en una albufera litoral (Cala Magraner, Mallorca). In: LÓPEZ, F.; CONESA, C. & ROMERO, M. A. (Eds.): *Estudios de geomorfología en España. Actas II Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. Universidad de Murcia. 2: 529-536. Murcia.
- GRODZICKI, J. (1985): Genesis of the Nullarbor Plain caves in southern Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 29 (1) : 37-49. Berlín.
- GRUP ESPELEOLÒGIC EST (1982): Avenc de s'Aigo (Escorca, Mallorca). *Endins*. 9 : 37-40. Palma de Mallorca.
- GRUP ESPELEOLÒGIC EST (1986): S'Era d'Escorca (Escorca, Mallorca i algunes cavitats veïnes). *Endins*. 12 : 3-11. Palma de Mallorca.
- GRÜN, R. (1985): *Beiträge zur ESR-Datierung*. Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln. 59 : 1-157. Colonia.
- GRÜN, R. (1986): ESR-dating of a flowstone core from Cova de sa Bassa Blanca. *Endins*. 12 : 19-23. Palma de Mallorca.
- GUIJARRO, J. A. (1986): *Contribución a la bioclimatología de Baleares*. Tesis Doctoral. Universitat de les Illes Balears. 232 pàgs. Palma de Mallorca.

- GUIJARRO, J. A. (1995): Aspectes bioclimàtics del carst de Mallorca / Bioclimatic aspects of karst in Mallorca. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 17-25. Palma de Mallorca.
- GUILCHER, A. (1953): Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution du calcaire. *Annales de Géographie*. 331 : 161-179. París.
- GUILCHER, A. (1958): Coastal corrosion forms in limestones around the bay of Biscay. *Scottish Geographical Magazine*. 74 (3) : 137-149. Edinburgh.
- GUILCHER, A. (1969): Pleistocene and Holocene sea level changes. *Earth-Science Reviews*. 5 : 69-97. Amsterdam.
- GUILCHER, A. (1988): *Coral Reef Geomorphology*. John Wiley & Sons. 228 págs. Chichester.
- GUILCHER, A. & PASKOFF, R. (1975): Remarques sur geomorphologie littorale de l'archipel maltais. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.* 52 (427) : 225-231. París.
- GUILCHER, A. & PONT, P. (1957): Etude expérimentale de la corrosion littorale des calcaires. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.* 265-266 : 48-62. París.
- GUILCHER, A.; BATTISTINI, R. & NICOD, J. (Eds.) (1982): *Karsts Littoraux. Actes du Colloque de Perpignan. 15-17 Mai 1982*. Association Française de Karstologie. Memoire 4. 96 págs. Nîmes.
- HADES, E. (1985): Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca: estado actual de las investigaciones. In: *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Universidad de Valencia. 103-122. Valencia.
- HANSHAW, B. B. & BACK, W. (1979): Major geochemical processes in the evolution of carbonate-aquifer systems. *Journal of Hydrology*. 43 : 287-312. Amsterdam.
- HARMON, R. S. (1980): Paleoclimatic information from isotopic studies in speleothems: a review. In: MAHANEY, W. C. (Ed.): *Quaternary Paleoclimate*. Geo Abstracts Ltd. 299-318. Norwich.
- HARMON, R. S. (1985): Late Pleistocene sea level history of Bermuda: a review. In: *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Universidad de Valencia. 53-60. Valencia.
- HARMON, R. S.; SCHWARCZ, H. P. & FORD, D. C. (1978a): Late Pleistocene sea level history of Bermuda. *Quaternary Research*. 9 : 205-218. Washington.
- HARMON, R. S.; THOMPSON, P.; SCHWARCZ, H. P. & FORD, D. C. (1978b): Late Pleistocene paleoclimates of North America as inferred from stable isotope studies of speleothems. *Quaternary Research*. 9 : 54-70.
- HARMON, R. S.; MITTERER, R. M.; KRIAUSAKUL, N.; LAND, L. S.; SCHWARCZ, H. P.; GARRETT, P.; LARSON, G. J.; VACHER, H. L. & ROWE, W. (1983): U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 44 : 41-70. Amsterdam.

- HEARTY, P. J. (1998): The geology of Eleuthera island, Bahamas: a Rosetta stone of Quaternary stratigraphy and sea-level history. *Quaternary Science Reviews*. 17 : 333-355.
- HEARTY, P. J.; MILLER, G. H.; STEARNS, C. E. & SZABO, B. J. (1986): Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin. *Geological Society of America Bulletin*. 97 : 850-858.
- HENNIG, G. J. & GRÜN, R. (1983): ESR dating in Quaternary geology. *Quaternary Science Reviews*. 2 : 157-238.
- HENNIG, G. J.; GINÉS, A.; GINÉS, J. & POMAR, L. (1981): Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas subacuáticos mallorquines. *Endins*. 8 : 91-93. Palma de Mallorca.
- HENNIG, G. J.; GRÜN, R. & BRUNNACKER, K. (1983): Speleothems, travertines and palaeoclimates. *Quaternary Research*. 20 : 1-29.
- HERMAN, J. S.; BACK, W. & POMAR, L. (1985): Geochemistry of groundwater in the mixing zone along the east coast of Mallorca, Spain. *Karst Water Resources. Proc. Ankara-Antalya Symposium. IAHS*. 161: 467-479. Ankara.
- HERMAN, J. S.; BACK, W. & POMAR, L. (1986): Speleogenesis in the groundwater mixing zone: the coastal carbonate aquifers of Mallorca and Menorca, Spain. *Com. 9º Cong. Int. Espeleol.* 1: 13-15. Barcelona.
- HEY, R. W. (1978): Horizontal Quaternary shorelines of the Mediterranean. *Quaternary Research*. 10 : 197-203. Washington.
- HILL, C. A. & FORTI, P. (1986): *Cave minerals of the World*. National Speleological Society. 238 págs. Huntsville.
- HILL, C.A. & FORTI, P. (1997): *Cave minerals of the World. Second edition*. National Speleological Society. 463 págs. Huntsville.
- HILLAIRE-MARCEL, C.; GARIÉPY, C.; GHALEB, B.; GOY, J. L.; ZAZO, C. & CUERDA, J. (1996): U-Series measurements in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last-interglacial high sea levels in the Balearic islands. *Quaternary Science Reviews*. 15 : 53-62.
- IMBRIE, J.; HAYS, J. D.; MARTINSON, D. G.; McINTYRE, A.; MIX, A. C.; MORLEY, J. J.; PISIAS, N. G.; PRELL, W. L. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: BERGER, A. I. et. al. (Eds.): *Milankovitch and Climate*. 1: 269-305.
- IVANOVICH, M. & HARMON, R. S. (1982): *Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems*. Oxford University Press. págs. Oxford.
- JACOBSON, G. & HILL, P. J. (1980): Hydrogeology of a raised coral atoll - Niue island, South Pacific Ocean. *BMR Journal Australian Geology & Geophysics*. 5 (4) : 271-278.
- JAKUCS, L. (1977): *Morphogenetics of karst regions*. Akadémiai Kiadó. 284 págs. Budapest.

- JAMES, J. M.; ROGERS, P. & SPATE, A. P. (1989): The role of mixing corrosion in the genesis of the caves of the Nullarbor plain, Australia. *Proc. 10th Int. Congress Speleol.* 1: 263-265. Budapest.
- JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (Eds.) (1988): *Paleokarst*. Springer-Verlag. 416 págs. New York.
- JANSÀ, J. M. (1951): Hidrología superficial de la isla de Mallorca. *Revista de Geofísica*. 38 : 3-21. Madrid.
- JANSÀ, A. (1976): Pluviometría de Baleares. *Bol. Asoc. Met. Esp.* 1974-75 : 16-18.
- JAUME, C. & FORNÓS, J. J. (1992): Composició i textura dels sediments de platja del litoral mallorquí. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 35 : 93-110. Palma de Mallorca.
- JAUME, D. (1995): Presence of troglobitized Janiridae (Isopoda: Asellota: Janiroidea) in anchihaline caves of the Balearic Islands (Mediterranean); description of *Trogloianiropsis lloberai* n.gen., n.sp. *Contributions to Zoology*. 65 (3) : 177-187. Amsterdam.
- JENNINGS, J. N. (1968): Syngenetic karst in Australia. *Contributions to the Study of Karst. Dept of Geography, Australian National University*. 5 : 41-110.
- JENNINGS, J. N. (1985): *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell. 293 págs. Oxford.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, C. & CABALLERO, E. (1999): Estudio isotópico sobre las condiciones de precipitación de calcitas flotantes actuales procedentes de tres cuevas en la isla de Mallorca. In: ANDREO, B.; CARRASCO, F. & DURÁN, J. J. (Eds.): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. Patronato de la Cueva de Nerja. 153-161. Nerja (Málaga).
- JOHNSEN, S. J.; CLAUSEN, H. B.; DANSGAARD, W.; FUHRER, K.; GUNDESTRUP, N.; HAMMER, C. U.; IVERSEN, P.; JOUZEL, J.; STAUFFER, B. & STEFFENSEN, J.P. (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*. 359 : 311-313.
- JOLY, R. (1929): Explorations spéléologiques a Majorque (1929). *Rev. Géog. Phys. et de Géol. Dyn.* 2 : 1-13. París.
- JOLY, R. & DENIZOT, G. (1929): Note sur les conditions d'établissement des grottes du Dragon, Région de Manacor (Majorque, Baléares). *C. R. S. Soc. Géol. France*. 5 : 65-66. París.
- JONES, B. (1989): The role of microorganisms in phytokarst development on dolostones and limestones, Grand Cayman, British West Indies. *Can. Journ. Earth Sci.* 26 : 2204-2213.
- JONES, B. (1992): Void-filling deposits in karst terrains of isolated oceanic islands: a case study from Tertiary carbonates of Cayman Islands. *Sedimentology*. 39 : 857-876. Oxford.
- JOUZEL, J.; LORIUS, C.; PETIT, J. R.; GENTHON, C.; BARKOV, N. I.; KOTLYAKOV, V. M. & PETROV, V. M. (1987): Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160.000 years). *Nature*. 329 : 403-407.

- KASHIWAYA, K.; ATKINSON, T. C. & SMART, P. L. (1991): Periodic variations in Late Pleistocene speleothem abundance in Britain. *Quaternary Research*. 35 (2) : 190-196. Washington.
- KELLETAT, D. (1980): Formenschatz und Prozessgefüge des Biokarstes an der Küste von Nordost-Mallorca (Cala Guya). *Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraumes VII. Berliner Geographische Studien*. 7 : 99-113. Berlin.
- KELLETAT, D. (1985): Bio-destruktive und bio-konstruktive Formelemente an den spanischen Mittelmeerküsten. *Geoökodynamik*. 6 (1/2) : 1-20. Darmstadt.
- KELLETAT, D. (1997): Mediterranean coastal biogeomorphology: processes, forms and sea-level indicators. *Bull. Inst. Océan. Monaco*. 18 : 209-226.
- KINSMAN, D.J.J. & HOLLAND, H.D. (1969): The co-precipitation of cations with CaCO_3 - IV. The co-precipitation of Sr^{2+} with aragonite between 16° and 96° C. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 33 : 1-17.
- KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C.; PALMER, A. N. & DREYBRODT, W. (Eds.) (2000): *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society. 527 págs. Huntsville.
- KNOCHE, H. (1921-23): *Flora Balearica*. Étude phytogéographique sur les îles Baléares. reimpresso en 1974, por Otto Koeltz Science Publishers. Montpellier.
- KRANJC, A. (1987): Karstic coast and its value for the sea-level changes (Dinaric Adriatic coast). *Proc. International Symposium on Sea Level Changes*. 219-222. China.
- KROOPNICK, P. M. (1985): The distribution of ^{13}C of CO_2 in the world oceans. *Deep Sea Research*. 32 : 57-84.
- LE CAMPION-ALSUMARD, T. (1979): Le biokarst marin: rôle des organismes perforants. *Actes Symposium International sur l'Erosion Karstique*. U.I.S. 133-140. Aix en Provence.
- LENCEWICZ, S. (1927): Mallorca. Szkic Geograficzny. *Obditka*. 7 : 55-75. Varsovia.
- LEY, R. G. (1977): The influence of lithology on marine karren. *Abhandlungen zur Karst und Höhlenkunde*. 15 : 81-100. Munich.
- LI, W. X.; LUNDBERG, J.; DICKIN, A. P.; FORD, D. C.; SCHWARCZ, H. P.; McNUTT, R. & WILLIAMS, D. (1989): High-precision mass-spectrometric uranium-series dating of cave deposits and implications for palaeoclimate studies. *Nature*. 339 : 534-536.
- LILLO, M. (1980): Formas litorales estabilizadas en el límite del País Valenciano y Murcia. *Cuadernos de Geografía*. 26 : 41-62. Valencia.
- LOWE, D. J. (1992): A historical review of concepts of speleogenesis. *Cave Science*. 19 (3) : 63-90.
- LOWRY, D. C. & JENNINGS, J. N. (1974): The Nullarbor karst Australia. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 18 (1) : 35-81. Berlin.

- LOZANO, R. (1884): *Anotaciones físicas y geológicas de la Isla de Mallorca*. Excma. Dip. Prov. Baleares. Imprenta Casa de Misericordia. págs. Palma de Mallorca.
- LUDWIG, K. R. (1994): *Isoplot. A plotting and regression program for radiogenic-isotope data. Version 2.75*. In: U.S. Geological Survey. Open-File Report: 91-445.
- LUNDBERG, J. (1977): Karren of the littoral zone, Burren district, Co. Clare, Ireland. *Proc. 7th Int. Speleol. Congress*. 291-293. Sheffield.
- LUNDBERG, J. (1997): Paleoclimatic reconstruction and timing of sea level rise at the end of the Penultimate Glaciation, from detailed stable isotopic study and TIMS dating of submerged Bahamian speleothem. *Proc. 12th Int. Congress Speleol.* 1 : 101-102. La Chaux-de-fonds.
- MAHEU, J. (1912): Exploration et flore souterraine des cavernes de Catalogne et des Iles Baléares. *Spelunca*. 8 (67-68) : 1-108. París.
- MAIRE, R. (1980): Eléments de karstologie physique. *Spelunca*, Spécial n° 3. 56 págs. París.
- MAIRE, R. (1982): Recifs soulevés, neotectonique et karstification en Papouasie Nouvelle Guinée. In: GUILCHER, A.; BATTISTINI, R. & NICOD, J. (Eds.): *Karsts Littoraux*. Association Française de Karstologie. Memoire 4: 57-65. Nîmes.
- MANGIN, A. (1974): Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Généralités sur le karst et les lois d'écoulement utilisées. *Annales de Spéléologie*. 29 (3) : 283-332. Moulis.
- MANGIN, A. (1977): Le karst et son originalité définie à partir des résultats obtenus par l'hydrodynamique. *Speleon*. 23 : 59-65. Barcelona.
- MARLAND, G. (1975): The stability of $\text{CaCO}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ (Ikaite). *Geochim. Cosmochim. Acta*. 39 : 83-91.
- MAROTO, A. L. & FONT, A. (1981): Proyecto Hades. Desarrollo de las campañas de 1981. *Endins*. 8 : 81-90. Palma de Mallorca.
- MARTEL, E. A. (1896): Sous Terre. Cueva del Drach, a Majorque. *Ann. Club Alpin Franç.* 23 : 1-32. París.
- MARTEL, E. A. (1903): Les cavernes de Majorque. *Spelunca*. 5 (32) : 1-32. París.
- MARTINSON, D. G.; PISIAS, N. G.; HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*. 27 : 1-29.
- MATEU, G.; COLOM, G. & CUERDA, J. (1979): Los foraminíferos plio-pleistocénicos de la isla de Cabrera (Baleares) y las condiciones paleoecológicas del antiguo mar balear. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 23 : 51-68. Palma de Mallorca.
- McCREA (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and paleotemperatures scale. *Journal of Chemical Physics*. 18 : 849-857.

- McMINN, M. & ALCOVER, J. A. (1992): Els ocells del Plistocè Superior de la Cova Nova (Capdepera, Mallorca). Noves aportacions al registre. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 35 : 17-32. Palma de Mallorca.
- MENSCHING, H. (1956): Karst y Terra Rossa en Mallorca. *Estudios Geográficos*. 17 : 659-672. Madrid.
- MERINO, A. (1993): La Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor, Mallorca). *Endins*. 19 : 17-23. Palma de Mallorca.
- MERINO, A. (2000): Nuevas extensiones de la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor, Mallorca). *Endins*. 23. Palma de Mallorca.
- MILLIMAN, J. D. (1974): Marine carbonates. In: MILLIMAN, J. D.; MÜLLER, G. & FÖRSTNER, U. (Eds.): *Recent sedimentary carbonates*. Springer-Verlag. 1: 375 pp. New York.
- MIOTKE, F. D. (1972): Comparison of littoral karren with other karren. *Intern. Geogr. Congr.* 2: 1324-1326.
- MIR, F. & TRIAS, M. (1973): Sobre el karst de la Cova de sa Campana i les seves concrecions excèntriques. *III Simp. Esp. Comunicacions* : 53-70. Mataró.
- MONTORIOL-POUS, J. (1951): Los procesos clásticos hipogeos. *Rassegna Speleol. Italiana*. 3 (4) : 119-129. Como.
- MONTORIOL-POUS, J. (1961): El karst de la isla de Cabrera. *Speleon*. 12 (1-2) : 5-33. Oviedo.
- MONTORIOL-POUS, J. (1962): Estudio morfogénico de Es Bofador (Santa María, Mallorca). *Speleon*. 13 (1-4) : 17-30. Oviedo.
- MONTORIOL-POUS, J. (1971a): Estudio de una captura kárstico-marina en la isla de Cabrera (Balears). *Acta Geológica Hispánica*. 6 (4) : 89-91. Barcelona.
- MONTORIOL-POUS, J. (1971b): Nota sobre la gènesis de la Foradada. Isla Conillera, Balears. *Geo y Bio Karst*. 28 : 17-19. Barcelona.
- MONTORIOL-POUS, J. & TERMES, F. (1963): Les grottes de l'île de Formentera (Baléares) et leurs relations avec les oscillations de la Méditerranée. *IV Colloque International Spéléologie*. 180-194. Atenas.
- MOORE, G. W. (1952): Speleothem. A new cave term. *Natl. Speleol. Soc. News*. 10 (6) : 2. Huntsville, Alabama.
- MOORE, G. W. & HALLIDAY, W. R. (1953): Nomenclature of erratic cave deposits. *California Caver*. 5 (3) : 2-5.
- MOSES, C. A. & SMITH, B. J. (1994): Limestone weathering in the supra-tidal zone: an example from Mallorca. In: ROBINSON, D. A. & WILLIAMS, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley & Sons Ltd. 433-451.
- MOYÀ-SOLÀ, S. & PONS-MOYÀ, J. (1979): Catálogo de los yacimientos con fauna de vertebrados del Plioceno, Pleistoceno y Holoceno de las Baleares. *Endins*. 5-6 : 59-74. Palma de Mallorca.

- MÖRNER, N. A. (1983): Sea Levels. In: GARDNER, R. & SCOGING, H. (Eds.): *Mega-Geomorphology*. Clarendon Press. 73-91. Oxford.
- MÖRNER, N. A. (1987): Models of global sea-level changes. In: TOOLEY, M. J. & SHENNAN, I. (Eds.): *Sea-Level Changes*. Basil Blackwell Ltd. 332-355. Londres.
- MUCEDDA, M.; LORU, R. & MONTANARO, L. (1997): *Grotte di Capo Caccia*. La Celere Editrice. 133 págs. Alghero.
- Munsell Soil Color Charts* (1994): Kollmorgen Instruments Corporation. 28 págs. New Windsor NY.
- MYLROIE, J. E. (1988): Karst of San Salvador. In: MYLROIE, J. E. (Ed.): *Field guide to the karst geology of San Salvador island, Bahamas*. Department of Geology and Geography, Mississippi State University. 17-43.
- MYLROIE, J. E. & CAREW, J. L. (1986): Minimum duration for speleogenesis. *Com. 9º Cong. Int. Espeleol.* 1: 249-251. Barcelona.
- MYLROIE, J. E. & CAREW, J. L. (1988): Solution conduits as indicators of late Quaternary sea level position. *Quaternary Science Reviews*. 7 : 55-64.
- MYLROIE, J. E. & CAREW, J. L. (1990): The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms. *Earth Surface Processes and Landforms*. 15 : 413-424.
- MYLROIE, J. E. & CAREW, J. L. (2000): Speleogenesis in coastal and oceanic settings. In: KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C.; PALMER, A. N. & DREYBRODT, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society. 226-233. Huntsville.
- MYLROIE, J. E.; CAREW, J. L.; SEALEY, N. E. & MYLROIE, J. R. (1991): Cave development on New Providence Island and Long Island, Bahamas. *Cave Science*. 18 (3) : 139-151.
- NADOR, A. (1992): *Paleokarsts and long term karst evolution of the Buda mountains, Hungary*. Magyar Allami Földtani Intezet. 102 págs. Budapest.
- NEUMANN, A. C. & HEARTY, P. J. (1996): Rapid sea-level changes at the close of the last interglacial (substage 5e) recorded in Bahamian island geology. *Geology*. 24 (9) : 775-778.
- NICOD, J. (1951): Le problème de la classification des "calanques" parmi les formes de cotes de submersion. *Rev. Géom. Dynam.* 2 : 120-127. Paris.
- NICOD, J. (1982): Niveaux de base regressifs et formes karstiques submergées. In: GUILCHER, A.; BATTISTINI, R. & NICOD, J. (Eds.): *Karsts Littoraux*. Association Française de Karstologie. Memoire, 4: 67-74. Nimes.
- NICOD, J. (1986): Les karsts littoraux, directions et methodes d'étude. *Travaux U.A. 903 C.N.R.S.* 15 : 13-19. Aix en Provence.
- NILSSON, T. (1983): *The Pleistocene. Geology and life in the Quaternary Ice Age*. D. Reidel Publishing Company. 651 págs. Dordrecht.

- NUNN, P. D. (1993): Role of Porolithon algal-ridge growth in the development of the windward coast of Tongatapu island, Tonga, South Pacific. *Earth Surface Processes and Landforms*. 18 : 427-439.
- NUÑEZ-JIMÉNEZ, A. (1958): Una nueva formación secundaria en la espeleología. *Deuxième Congrès International de Spéléologie*. 1. Bari.
- NUÑEZ-JIMÉNEZ, A. (1967): *Clasificación genética de las cuevas de Cuba*. Academia de Ciencias de Cuba. 224 págs. La Habana.
- NUÑEZ-JIMÉNEZ, A. (1973): Las formaciones fungiformes y su importancia para conocer las fluctuaciones del mar. *Proc. 6th Internat. Cong. Speleol.* 1 : 519-527. Olomouc.
- NUÑEZ-JIMÉNEZ, A.; VIÑA, N.; ACEVEDO, M.; MATEO, J.; ITURRALDE, M. & GRAÑA, A. (1984): *Cuevas y Carsos*. Editorial Científico-Técnica. 431 págs. La Habana.
- OEDL, F. (1954): Die Höhlen der Insel Formentera (Balearen). *Die Höhle*. 5 (3/4) : 69-74. Wien.
- ONAC, B. P. (1997): Crystallography of speleothems. In: HILL, C. & FORTI, P. (Eds.): *Cave minerals of the World. Second edition*. National Speleological Society. 230-236. Huntsville.
- PALMER, A. N. (1984): Geomorphic interpretation of karst features. In: LAFLEUR, R. G. (Ed.): *Groundwater as a Geomorphic Agent*. Allen & Unwin Inc. 173-209. Boston.
- PALMER, A. N.; PALMER, M. V. & QUEEN, J. M. (1977): Geology and origin of the caves of Bermuda. *Proc. 7th Intern. Congress Speleology*. 336-339. Sheffield.
- PALMER, R. J. (1985): *The Blue Holes of the Bahamas*. Jonathan Cape Ltd. 184 págs. Londres.
- PALMER, R. J. (1986): Hydrology and speleogenesis beneath Andros island. *Cave Science*. 13 (1) : 7-12.
- PARDO, J. E.; RODRÍGUEZ-PEREA, A.; FORNÓS, J. J.; GARCÍA, F. & CERVERA, T. (1997): Caracterización de los fondos de las calas y los barrancos menorquines mediante sondeos eléctricos. *Actas XV Congreso Geógrafos Españoles*. 1 : 191-203. Santiago de Compostela.
- PASKOFF, R. & SANLAVILLE, P. (1978): Observations géomorphologiques sur les cotes de l'archipel maltais. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 22 (3) : 310-328. Berlin.
- PAZZELLI, L. (1999): *Variazioni del livello del mare nel Mediterraneo occidentale durante il Tardo Pleistocene, misurate attraverso la datazione U/Th di concrezioni freatiche su speleotemi sommersi nelle grotte costiere dell'isola di Mallorca (Spagna)*. Università degli Studi "Roma Tre". Tesi di Laurea. 114 págs. Roma.
- PEEL, D. (1992): Merely the tip of the ice core. *Nature*. 359 : 274-275.
- PENCK, A. (1894): *Morphologie der Erdoberfläche*. Engelhorn. Stuttgart.
- PÉRÈS, J. M. & PICARD, J. (1964): *Nouveau manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée*. Rec. Trav. Stat. Mar. Endoume. 31 (47). 137 págs.

- PEYROT-CLAUSADE, M.; LE CAMPION-ALSUMARD, T.; HARMELIN-VIVIEN, M.; ROMANO, J. C.; CHAZOTTES, V.; PARI, N. & LE CAMPION, J. (1995): La bioerosion dans le cycle des carbonates: essais de quantification des processus en Polynésie française. *Bull. Soc. Géol. France*. 166 (1) : 85-94. París.
- PIRAZZOLI, P. A. (1987): Sea-level changes in the Mediterranean. In: TOOLEY, M. J. & SHENNAN, I. (Eds.): *Sea-Level Changes*. Basil Blackwell Ltd. 152-181. Londres.
- PIRAZZOLI, P. A. (1996): *Sea-level changes. The last 20 000 years*. John Wiley & Sons. 211 págs.
- PLUMMER, L. N. (1975): Mixing of sea water with calcium carbonate ground water. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 142 : 219-236.
- POMAR, L. (1979): La evolución tectonosedimentaria de las Baleares: análisis crítico. *Acta Geol. Hispánica. Vol. homenaje a Lluís Solé i Sabarís*. 14 : 293-310. Barcelona.
- POMAR, L. (1989): Espeleotemas freáticos, karst litoral y oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en la Isla de Mallorca. In: DURÁN, J. J. & LÓPEZ, J. (Ed.): *El Karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Monografía 4: 265-275. Madrid.
- POMAR, L. (1991): Reef geometries, erosion surfaces and high-frequency sea-level changes, Upper Miocene Reef Complex, Mallorca, Spain. *Sedimentology*. 38 : 243-269.
- POMAR, L. & CALVET, F. (1974): Nota previa sobre el análisis comparativo de elementos traza en las aguas de escorrentía superficial, como indicadores de la acción alterante de microorganismos. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 19 : 115-138. Palma de Mallorca.
- POMAR, L. & CUERDA, J. (1979): Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*. 14 : 505-513. Barcelona.
- POMAR, L.; GINÉS, A.; GINÉS, J.; MOYÀ, G. & RAMON, G. (1975): Nota previa sobre la petrología y mineralogía de la calcita flotante de algunas cavidades del levante mallorquín. *Endins*. 2 : 3-5. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; GINÉS, A. & FONTARNAU, R. (1976): Las cristalizaciones freáticas. *Endins*. 3 : 3-25. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (1979): Morfología, estructura y origen de los espeleotemas epiacuáticos. *Endins*. 5-6 : 3-17. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; ESTEBAN, M.; CALVET, F. & BARÓN, A. (1983a): La Unidad Arrecifal del Mioceno Superior de Mallorca. In: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNÓS, J. J. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (Eds.): *El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca 83*. Institut d'Estudis Balearics. Universidad de Palma de Mallorca. 139-175. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; MARZO, M. & BARÓN, A. (1983b): El Terciario de Mallorca. In: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNÓS, J. J. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (Eds.): *El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología, Menorca 83*. Institut d'Estudis Balearics. Universidad de Palma de Mallorca. 21-44. Palma de Mallorca.

- POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNÓS, J. J. & RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1983c): *El Terciario de las Baleares (Mallorca - Menorca). Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología*. Institut d'Estudis Balearics - Universidad de Palma de Mallorca. 256 págs. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; RODRÍGUEZ-PEREA, A.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A.; GINÉS, J.; FONT, A. & MORA, A. (1987): Phreatic speleothems in coastal caves: a new method to determine sea-level fluctuations. In: ZAZO, C. (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Museo Nacional de Ciencias Naturales C.S.I.C. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. 10: 197-224. Madrid.
- POMAR, L.; WARD, W. C. & GREEN, D. G. (1996): Upper Miocene Reef Complex of the Lluçmajor area, Mallorca, Spain. In: FRANSEEN, E.; ESTEBAN, M.; WARD, W. C. & ROUCHY, J. M. (Eds.): *Models for carbonate stratigraphy from Miocene reef complexes of the Mediterranean regions*. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology. Series 5: 191-225.
- PONS-MOYÀ, J. & ROCA, L. (1974): Estudio de los yacimientos paleontológicos con *Myotragus balearicus* Bate, y su distribución geográfica. *Actas III Cong. Nac. Espeleol.* 1. 24 págs. Madrid.
- PONS-MOYÀ, J.; MOYÀ-SOLÀ, S. & KOPPER, J. S. (1979): La fauna de mamíferos de la Cova de Canet (Esportles) y su cronología. *Endins*. 5-6 : 55-58. Palma de Mallorca.
- PRICE, R. M. & HERMAN, J. S. (1991): Geochemical investigation of salt-water intrusion into a coastal carbonate aquifer: Mallorca, Spain. *Geological Society of America Bulletin*. 103 : 1270-1279.
- PROCTOR, C. J. (1988): Sea-level related caves on Berry Head, South Devon. *Cave Science*. 15 (2) : 39-49.
- PURDY, E. G. & WALTHAM, D. (1999): Reservoir implications of modern karst topography. *A.A.P.G. Bulletin*. 83 (11) : 1774-1794.
- RAO, C.P. (1981): Criteria for recognition of cold-water carbonate sedimentation: Berriedale Limestone (Lower Permian), Tasmania, Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*. 51 : 491-506.
- RAO, C. P. (1996): *Modern carbonates. Tropical, temperate and polar. Introduction to sedimentology and geochemistry*. Carbonates. Univ. of Tasmania. 206 págs. Hobart.
- RAO, C. P. & ADABI, M. H. (1992): Carbonate minerals, major and minor elements and oxygen and carbon isotopes and their variation with water depth in cool, temperate carbonates, western Tasmania, Australia. *Marine Geology*. 103 : 249-272.
- RASMUSSEN, K. A. & FRANKENBERG, E. W. (1990): Intertidal bioerosion by the chiton *Acanthopleura granulata*; San Salvador, Bahamas. *Bulletin of Marine Science*. 47 (3) : 680-695.
- RENAULT, P. (1967): Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogénèse. Première partie. *Annales de Spéléologie*. 22 (2) : 211-267. Moulis.

- RENAULT, P. (1977): Remarques sur les notions de karst et de karstification et sur la définition de ces termes. *Noréis*. 24 (95) : 23-35.
- RIBA, O. (1981): Canvis de nivell i de salinitat de la Mediterrània occidental durant el Neògen i el Quaternari. *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.* 9 : 45-62. Barcelona.
- RIEDL, R. & OZRETIC, B. (1969): Hydrobiology of marginal caves. Part 1. General problems and introduction. *Int. Revue Ges. Hydrobiol.* 54 (5) : 661-683.
- RIVAS-MARTÍNEZ, S.; COSTA, M.; SORIANO, P.; PÉREZ, R.; LLORENS, L. & ROSSELLÓ, J. A. (1992): Datos sobre el paisaje vegetal de Mallorca e Ibiza (Islas Baleares, España). *Itinera Geobotanica*. 5 : 5-98. Salamanca.
- ROBLEDO, P. & POMAR, L. (2000): Las estructuras de colapso kárstico en el Mioceno Superior de Mallorca; modelo genético. *Geotemas*. 1 (4) : 267-271.
- ROCA, E. (1992): *L'estructura de la Conca Catalano-Balear: paper de la compressió i de la distensió en la seva gènesi*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona. 330 pàgs. Barcelona.
- RODÉS, L. (1925): Los cambios de nivel en las cuevas del Drach (Manacor, Mallorca) y su oscilación rítmica de 40 minutos. *Mem. Acad. Cien. Art. Barcelona*. 19 (7) : 207-221. Barcelona.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1992): Mallorca: Els accidents geogràfics - La geologia. *Gran Enciclopèdia de Mallorca*. Vol. 8 : 215-238. Palma de Mallorca.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. (1998): Ventalls al·luvials i sistemes dunars a Betlem (Artà, Mallorca). In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 169-189. Palma de Mallorca.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A. & GELABERT, B. (1998): Geologia de Mallorca. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 11-38. Palma de Mallorca.
- RODRIGUEZ-PEREA, A. & SERVERA, J. (1993): II. Geomorfologia. In: ALCOVER, J. A.; BALLESTEROS, E. & FORNÓS, J. J. (Eds.): *Història Natural de l'arxipèlag de Cabrera*. CSIC - Editorial Moll. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 2: 33-60. Palma de Mallorca.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A.; CORBÍ, A. M. & SERVERA, J. (1990): El sistema dunar de Sa Canova de Artà (Isla de Mallorca). In: GUTIÉRREZ, M.; PEÑA, J. L. & LOZANO, M. V. (Eds.): *Actas I Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. Instituto de Estudios Turolenses. 1: 365-374. Teruel.
- RODRÍGUEZ-PEREA, A.; GRIMALT, M. & SERVERA, J. (1992): Dinámica superficial de los canchales calcáreos del Puig Major (Mallorca). In: LÓPEZ, F.; CONESA, C. & ROMERO, M. A. (Eds.): *Estudios de geomorfología en España. Actas II Reunión Nacional de Geomorfología*. Sociedad Española de Geomorfología. Universidad de Murcia. 2: 487-497. Murcia.
- ROMERO, D. (1984): Tipología de formas kársticas y relaciones morfoestructurales en la marina oriental asturiana. *Ería*. 7 : 119-134. Oviedo.

- ROMERO, M. (1975): Notícia de la Cova dels Estudiants. *Endins*. 2 : 35-37. Palma de Mallorca.
- ROSE, J. & MENG, X. (1999): River activity in small catchments over the last 140 ka, North-east Mallorca, Spain. In: BROWN, A. G. & QUINE, T. A. (Eds.): *Fluvial Processes and Environmental Change*. John Wiley & Sons Ltd. 91-102.
- ROSE, J.; MENG, X. & WATSON, C. (1999): Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain. *Journal of the Geological Society*. 156 : 435-448. Londres.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1964): *Mallorca. El Sur y Sureste*. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación. 553 págs. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1971): El oleaje y sus efectos geomórficos en las playas meridionales de Mallorca. *Saitabi*. 21 : 171-178. Valencia.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1974): Introducción geográfica. In: *Baleares*. Publ. Fund. J. March. Editorial Noguer. 11-60. Barcelona.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1975): El litoral de Mallorca. Assaig de genètica i classificació. *Mayurqa*. 14 : 5-19. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1977a): Screes periglaciares en la montaña mallorquina. V *Coloquio de Geografia*. 83-92.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1977b): Los canchales de montaña calcárea y los factores termoclásticos. *Actas de la II Reunión G.T.C. Trab. Neógeno Cuatern*. 6 : 223-235.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1979): Las calas: un tipo de costa peculiar mediterránea. *Primer Curso de Geomorfología Litoral Aplicada*. Universidad Politécnica. : 105-111. Valencia.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1983): Algunas microformas kársticas litorales de Mallorca. VI *Coloquio de Geografia*. Asociación de Geógrafos Españoles. 115-121. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1995): Les cales, un fet geomòrfic epònim de Mallorca. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 38 : 167-180. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1998): Torrents i cales de Mallorca: aspectes geomorfològics. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 331-360. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M.; FORNÓS, J. J.; FUMANAL, P.; PARDO, J. E. & RODRÍGUEZ-PÉREA, A. (1997): Elementos morfogenéticos de las calas y barrancos del Sur de Menorca. *Actas XV Congreso Geógrafos Españoles*. 1 : 245-256. Santiago de Compostela.
- SALOMON, J. N. (1982): Les karsts littoraux du sud-ouest malgache et les variations récentes du niveau de la mer. In: GUILCHER, A.; BATTISTINI, R. & NICOD, J. (Eds.): *Karsts Littoraux*. Association Française de Karstologie. Memoire 4: 29-39. Nîmes.
- SALOMON, J. N. (1987): *Le Sud-Ouest de Madagascar. Étude de Géographie Physique*. Université d'Aix - Marseille. 2. 421-998 págs.

- SANFORD, W. E. & KONIKOW, L. F. (1989): Porosity development in coastal carbonate aquifers. *Geology*. 17 : 249-252.
- SANGSTER, D. F. (1988): Breccia-hosted Lead-Zinc deposits in carbonate rocks. In: JAMES, N. P. & CHOQUETTE, P. W. (Eds.): *Paleokarst*. Springer-Verlag. 102-116. New York.
- SANJAUME-SAUMELL, E. (1985): *Las costas valencianas. Sedimentología y morfología*. Universidad de Valencia. Sección de Geografía. 505 págs. Valencia.
- SANJAUME-SAUMELL, E.; MATEU-BELLÉS, J. F. & PÉREZ-CUEVA, A. (1982): Carst marino: estado de la cuestión. *Estudios Geográficos*. 43 (169) : 411-438. Madrid.
- SÀBAT, F. (1986): *Estructura geològica de les Serres de Llevant de Mallorca (Balears)*. Tesis Doctoral. Univ. Barcelona. 120 págs. Barcelona.
- SCHNEIDER, J. G. (1976): Biological and inorganic factors in the destruction of limestone coasts. *Contr. Sedimentology*. 6 : 1-112. Stuttgart.
- SCHNEIDER, J. (1977): 27. Carbonate construction and decomposition by epilithic and endolithic micro-organisms in salt- and freshwater. In: FLÜGEL, E. (Ed.): *Fossil Algae*. Springer-Verlag. 248-260. Berlin.
- SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P. M. (Eds.) (1985): *Carbonate cements*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 379 págs. Tulsa, Oklahoma.
- SCOTT, D. B.; PIRAZZOLI, P. A. & HONIG, C. A. (Eds.) (1989): *Late Quaternary Sea-Level correlation and applications*. Kluwer Academic Publishers. 229 págs. Dordrecht.
- SEGUÍ, B. (1996): Les avifaunes fòssils dels jaciments càrstics del Pliocè, Pleistocè i Holocè de les Gimnèsies. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 39 : 25-42. Palma de Mallorca.
- SEGUÍ, B. (1997): Avifauna fòssil del jaciment plistoholocènic de la Cova des Moro (Manacor, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 40 : 71-89. Palma de Mallorca.
- SERVERA, J. (1992): Anàlisi morfomètrica i quantitativa de la xarxa fluvio-torrencial del municipi de Calvià. *Treballs de Geografia*. 44 : 119-129. Palma de Mallorca.
- SERVERA, J. (1995): Distribució geogràfica del carst a Mallorca / The geographical distribution of karst in Mallorca. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 7-16. Palma de Mallorca.
- SERVERA, J. (1997): *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tèsi de Doctorat. Universitat de les Illes Balears. Departament de Ciències de la Terra. 904 págs. Palma de Mallorca.
- SERVERA, J. (1998): Els sistemes dunars litorals holocènics: les dunes de sa Ràpita - es Trenc (Mallorca). In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 251-306. Palma de Mallorca.

- SHACKLETON, N. J. & OPDYKE, N. D. (1973): Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale. *Quaternary Research*. 3 : 39-55. Washington.
- SHOPOV, Y. Y.; STOYKOVA, D.; SANAMBRIA, M.; TSANKOV, L.; FORD, D. C.; GEORGIEV, L. & GEORGIEVA, D. (1999): Significance of luminiscent speleothem records for determination of orbital variations, glaciations and timing of Termination-II. In: ANDREO, B.; CARRASCO, F. & DURÁN, J. J. (Eds.): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. Patronato de la Cueva de Nerja. 135-142. Nerja (Málaga).
- SMART, P. L. & WHITAKER, F. F. (1991): Karst processes, hydrology and porosity evolution. In: WRIGHT, V. P.; ESTEBAN, M. & SMART, P. L. (Eds.): *Palaeokarsts and Palaeokarstic Reservoirs*. P.R.I.S. Occ. Publ. Series 2: 1-55. Reading.
- SMART, P. L.; DAWANS, J. M. & WHITAKER, F. (1988): Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*. 335 : 811-813.
- SOLE-SABARIS, L. (1962): Le Quaternaire marin des Baléares et ses rapports avec les cotes méditerranéennes de la péninsule Ibérique. *Quaternaria*. 6 : 309-342.
- SONDAAR, P. Y.; McMINN, M.; SEGUÍ, B. & ALCOVER, J. A. (1995): Interès paleontològic dels jaciments càrstics de les Gimnèsies i les Pitiüses / Paleontological interest of karstic deposits from the Gymnesic and Pityusic islands. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 155-170. Palma de Mallorca.
- SPALDING, R. F. & MATHEWS, T. D. (1972): Stalagmites from caves in the Bahamas: indicators of low sea level stand. *Quaternary Research*. 2 : 470-472. Washington.
- SPENCER, T. (1988): Coastal Biogeomorphology. In: VILES, H. A. (Ed.): *Biogeomorphology*. Basil Blackwell. 255-318. Oxford.
- STANLEY, D. J. (1995): A global sea-level curve for the late Quaternary: the impossible dream? *Marine Geology*. 125 : 1-6.
- STEARNS, C. E. (1985): Los ratios ^{230}Th - ^{234}U de los moluscos mallorquines, revisitados. In: *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Universidad de Valencia. 189-196. Valencia.
- STEARNS, C. E. & THURBER, D. L. (1965): $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ dates of late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals. *Quaternaria*. 7 : 29-42.
- SWEETING, M. M. (1972): *Karst Landforms*. The Macmillan Press. 362 págs. Londres.
- THOMAS-CASAJUANA, J. M. & MONTORIOL-POUS, J. (1951): Los fenómenos kársticos de Parelleta (Ciudadela, Menorca). *Speleon*. 2 (4) : 191-215. Oviedo.
- THOMAS-CASAJUANA, J. M. & MONTORIOL-POUS, J. (1952): Son Pou (Mallorca). *Speleon*. 3 (3) : 109-130. Oviedo.

- TOOLEY, M. J. & SHENNAN, I. (Eds.) (1987): *Sea-Level Changes*. Basil Blackwell Ltd. 397 págs. Londres.
- TORUNSKI, H. (1979): Biological erosion and its significance for the morphogenesis of limestone coasts and for nearshore sedimentation (northern Adriatic). *Senckenbergiana maritima*. 11 (3-6) : 193-265. Frankfurt.
- TRENHAILE, A., S. (1987): *The geomorphology of rock coasts*. Clarendon Press. 384 págs. Oxford.
- TRIAS, M. (1979a): L'Avenc de ses Papallones. *Endins*. 5-6 : 29-31. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. (1979b): Nota prèvia a l'estudi de les ceràmiques de la Cova des Diners. *Endins*. 5-6 : 75-80. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. (1983): *Espeleologia de les Pitiüses*. Institut d'Estudis Eivissencs. Estudis Breus, 2. 58 págs. Eivissa.
- TRIAS, M. (1992): Noves dades sobre la Cova des Coloms 1 (Manacor, Mallorca). *Endins*. 17-18 : 21-23. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. & MIR, F. (1977): Les coves de la zona de Can Frasquet - Cala Varques. *Endins*. 4 : 21-42. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. & ROCA, L. (1975): Noves aportacions al coneixement de les coves de sa Mola (Formentera) i de la seva importància arqueològica. *Endins*. 2 : 15-33. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M.; PAYERAS, C. & GINÉS, J. (1979): Inventari espeleològic de les Balears. *Endins*. 5-6 : 89-108. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M.; ESPINAR, M. & BOSCH, J. R. (1990): L'Avenc de Fra Rafel (Escorca, Mallorca). *Endins*. 16 : 11-15. Palma de Mallorca.
- TRUDGILL, S. T. (1976): The marine erosion of limestones on Aldabra Atoll, Indian Ocean. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Suppl.-Bd. 26 : 164-200. Berlin.
- TRUDGILL, S. T. (1977): A comparison of tropical and temperate marine karst erosion. *Proc. 7th Int. Speleol. Congress*. 404-405. Sheffield.
- TRUDGILL, S. T. (1985): *Limestone Geomorphology*. Longman. 8. 196 págs. Londres.
- TUCCIMEI, P.; GINÉS, J.; GINÉS, A. & FORNÓS, J. J. (1997): Th/U dating of sea level-controlled phreatic speleothems from coastal caves in Mallorca (Western Mediterranean). *Proc. 12th Int. Congress Speleol.* 1 : 37-40. La Chaux-de-Fonds.
- TUCCIMEI, P.; GINÉS, J.; GINÉS, A.; FORNÓS, J. J. & VESICA, P. L. (1998): Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino, procedentes de cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*. 22 : 99-107. Palma de Mallorca.

- TUCCIMEI, P.; GINÉS, J.; DELITALA, C.; PAZZELLI, L.; TADDEUCCI, A.; CLAMOR, B.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GRÀCIA, F. (2000): Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos recolectados a cotas inferiores al actual nivel marino en cuevas costeras de Mallorca (España): aportaciones a la construcción de una curva eustática detallada de los últimos 300 ka para el Mediterráneo occidental. *Endins*. 23. Palma de Mallorca.
- TUCKER, M. (1988): *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. 394 págs. Oxford.
- VESICA, P. L.; TUCCIMEI, P.; TURI, B.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (1996): Th/U dating and C - O isotope analyses of speleothems from coastal caves in Mallorca (Spain). *30th IGC, Abstracts*. 1 : 87. Beijing.
- VESICA, P. L.; TUCCIMEI, P.; TURI, B.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (2000): Late Pleistocene Paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*. 19 : 865-879. Oxford.
- VICENS, D.; GRÀCIA, F.; McMINN, M. & CUERDA, J. (1998): El Plistocè Superior del Frontó des Molar (Manacor, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 41 : 125-137. Palma de Mallorca.
- VILES, H. A. (1988): Organisms and karst geomorphology. In: VILES, H. A. (Ed.): *Biogeomorphology*. Basil Blackwell. 319-350. Oxford.
- VILLANUEVA, G.; BALAGUER, P.; BALDO, M.; FORNÓS, J. J.; GOMEZ-PUJOL, L. & PONS, G. X. (2000): Importancia de la bioerosión en la evolución del litoral rocoso: efecto de *Melastapha neritoides* y *Monodonta turbinata* en el litoral de Mallorca y norte de Catalunya. *Geotemas*. 1 (4) : 299-302.
- WALTER-LÉVY, L.; FRECAUT, R. & STRAUSS, R. (1958): Contribution à l'étude de la zone littorale des îles Baléares. Biologie et chimie des algues calcaires. Formes du relief qui leur sont liées. *Revue Algologique*. 3 (4) : 202-228.
- WEISROCK, A. (1982): La karstification en relation avec les niveaux marins sur la cote atlantique du Maroc. In: GUILCHER, A.; BATTISTINI, R. & NICOD, J. (Eds.): *Karsts Littoraux*. Association Française de Karstologie. Memoire 4: 51-56. Nîmes.
- WHITAKER, F. F.; SMART, P. L.; VAHRENKAMP, V. C.; NICHOLSON, H. & WOGELIUS, R. A. (1994): Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas. *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.* 21 : 111-132.
- WHITE, W. B. (1976): Cave minerals and speleothems. In: FORD, T. D. & CULLINGFORD, C. H. D. (Eds.): *The Science of Speleology*. Academic Press. 267-327. Londres.
- WHITE, W. B. (1988): *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. Oxford University Press. 464 págs. New York.
- WHITE, E. L. & WHITE, W. B. (2000): Breakdown morphology. In: KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C.; PALMER, A. N. & DREYBRODT, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society. 427-429. Huntsville.

- WINOGRAD, I. J.; SZABO, B. J.; COPLEN, T. B. & RIGGS, A. C. (1988): A 250,000-year climatic record from Great Basin vein calcite: implications for Milankovitch theory. *Science*. 242 : 1275-1280.
- WINOGRAD, I. J.; COPLEN, T. B.; LANDWEHR, J. M.; RIGGS, A. C.; LUDWIG, K. R.; SZABO, B. J.; KOLESAR, P. T. & REVESZ, K. M. (1992): Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. *Science*. 258 : 255-260.
- WORTHINGTON, S. R. H.; FORD, D. C. & BEDDOWS, P. A. (2000): Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution. In: KLIMCHOUK, A. B.; FORD, D. C.; PALMER, A. N. & DREYBRODT, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of karst aquifers*. National Speleological Society. 463-472. Huntsville.
- WRIGHT, V. P.; ESTEBAN, M. & SMART, P. L. (Eds.) (1991): *Palaeokarsts and Palaeokarstic Reservoirs*. P.R.I.S. Occ. Publ. Series 2. 158 págs. Reading.
- XUEWEN, Z. (1988): *Guilin karst*. Shanghai Scientific & Technical Publishers. 188 págs. Shanghai.
- ZAZO, C. (1999): Interglacial sea levels. *Quaternary International*. 55 : 101-113.
- ZAZO, C. & GOY, J. L. (1989): Sea-level changes in the Iberian peninsula during the last 200,000 years. In: SCOTT, D. B.; PIRAZZOLI, P. A. & HONIG, C. A. (Eds.): *Late Quaternary Sea-Level correlation and applications*. Kluwer Academic Publishers. 27-39. Dordrecht.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; SOMOZA, L.; BARDAJI, T. & DABRIO, C. J. (1987): Recent Quaternary marine levels in peninsular Spain. State of knowledge and discussion. In: ZAZO, C. (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Museo Nacional de Ciencias Naturales C.S.I.C. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. 10: 7-31. Madrid.
- ZAZO, C.; GOY, J. L.; HILLAIRE-MARCEL, C.; HOYOS, M.; CUERDA, J.; GHALEB, B.; DABRIO, C. J.; BARDAJI, T.; LARIO, J. & LUQUE, L. (1997): The record of sea-level changes in the littoral of Spain during the Quaternary interglacials. *MBSS Newsletter*. 19 : 64-69.
- ZHANG, J.; QUAY, P. D. & WILBUR, D. O. (1995): Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of CO₂. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 59 : 107-114.
- ZUBAKOV, V. A. & BORZENKOVA, I. I. (1990): *Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic*. Elsevier. 456 págs. Amsterdam.

8.2. Anexo: listado bibliográfico sobre el karst litoral de las Baleares

- ANDREWS, J. N.; GINÉS, A.; PONS-MOYÀ, J.; SMART, P. L. & TRIAS, M. (1989): Noves dades sobre el jaciment paleontològic de la Cova de na Barxa (Capdepera, Mallorca). *Endins*. 14-15 : 17-25. Palma de Mallorca.
- APARICIO, A. & JAUME, G. (1969): Nota de las investigaciones que se están efectuando sobre los cambios de nivel del Mediterráneo. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 15 : 160. Palma de Mallorca.
- BARÓN, A.; GONZÁLEZ, C. & RODRÍGUEZ-PÉREA, A. (1995): Hidrología càrstica de Mallorca / Karst hydrology of Mallorca. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / *Mon. Soc. Hist. Nat. Balears*, 3 : 45-57. Palma de Mallorca.
- BUTZER, K. W. (1962): Coastal geomorphology of Majorca. *Annals Assoc. American Geographers*. 52 (2) : 191-212.
- BUTZER, K. W. (1964): Pleistocene cold-climate phenomena of the island of Mallorca. *Zeitschrift für Geomorphologie*. 8 (1) : 7-31. Berlín.
- CARANDELL, J. (1927): Movimientos lentos en el litoral Este de Mallorca. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 27 (10) : 469-473. Madrid.
- CLARKE, O. (1991): Diving in Drach. *Descent*. 101 : 32-33.
- COLOM, G.; CUERDA, J. & MUNTANER, A. (1957): Les formations quaternaires de Majorque. In: SOLÉ-SABARÍS, L.; HERNÁNDEZ-PACHECO, F.; JORDÀ, F. & PERICOT, L. (Eds.): *Livret Guide de l'Excursion L. Levant et Majorque. V Congrès International INQUA*. 27-52. Madrid.
- CRABTREE, K.; CUERDA, J.; OSMASTON, A. H. & ROSE, J. (1978): *The Quaternary of Mallorca*. Quaternary Research Association. Field meeting guide. 114 págs.
- CROWTHER, J. (1996): Roughness (mm-scale) of limestone surfaces: examples from coastal and sub-aerial karren features in Mallorca. In: FORNÓS, J. J. & GINÉS, A. (Eds.): *Karren Landforms*. Universitat de les Illes Balears. 149-159. Palma de Mallorca.
- CUERDA, J. (1975): *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Instituto de Estudios Baleáricos. 304 págs. Palma de Mallorca.
- CUERDA, J.; ANTICH, S. & SOLER, A. (1986): Las formaciones cuaternarias marinas de Cala Pi (Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 30 : 95-104. Palma de Mallorca.
- DARDER, B. (1925): La tectonique de la région orientale de l'île de Majorque. *Bull. Soc. Géol. France*. 4 (25) : 245-278. París.
- DARDER, B. (1930): Algunos fenómenos cársicos en la isla de Mallorca. *Ibérica*. 33 : 154-156. Barcelona.
- EGOZCUE, J. J. (1971): Estudio del cono de materiales alóctonos de la Cova de sa Font. *Speleon*. 18 : 49-53. Barcelona.
- ENCINAS, J. A. (1997): Inventari Espeleològic de les Illes Balears. Any 1997. *Endins*. 21 : 103-128. Palma de Mallorca.
- FAURA Y SANS, M. (1926): *Las cuevas de Mallorca*. Publ. Inst. Geol. Min. España. XIV Congreso Geológico Internacional. 78 págs. Madrid.
- FORNÓS, J. J. (1991): La Unitat Calcàries de Santanyí (Miocè superior) a la zona de Cala Murta (Marina de Llevant, Mallorca). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 34 : 33-40. Palma de Mallorca.

- FORNÓS, J. J. (1999): Karst collapse phenomena in the Upper Miocene of Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean). *Acta Geologica Hungarica*. 42 (2) : 237-250. Budapest.
- FORNÓS, J. J. & POMAR, L. (1983): Mioceno superior de Mallorca: unidad Calizas de Santanyí ("Complejo Terminal"). In: POMAR, L.; OBRADOR, A.; FORNÓS, J. J. & RODRÍGUEZ-PÉREA, A. (Eds.): *El Terciario de las Baleares. Guía de las Excursiones del X Congreso Nacional de Sedimentología*. Institut d'Estudis Balearics. Universidad de Palma de Mallorca. 177-206. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (1989): Paleokarst collapse features in the uppermost Miocene of Mallorca island (Spain). *Proc. 10th Int. Congress Speleol.* 1: 46-48. Budapest.
- FORNÓS, J. J.; PRETUS, J. L. & TRIAS, M. (1989): La Cova de sa Gleda (Manacor, Mallorca), aspectes geològics i biològics. *Endins*. 14-15 : 53-59. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J.; GINÉS, A.; GINÉS, J. & RODRÍGUEZ-PÉREA, A. (1995): El paleokarst a Mallorca / Paleokarst in Mallorca. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 113-124. Palma de Mallorca.
- FORNÓS, J. J.; FUMANAL, M. P.; PONS, G. X.; BARÓN, A.; FORNÉS, A.; PARDO, J. E.; RODRÍGUEZ-PÉREA, A.; ROSSELLÓ-VERGER, V. M.; SEGURA, F. & SERVERA, J. (1998): Rebliment holocènic a la vall incisa del barranc d'Algendar (Cala Galdana, sud de Menorca, Mediterrània Occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 41 : 173-189. Palma de Mallorca.
- GARCÍA, J.; DELGADO, X. & FERRERES, J. (1986): Recull de cavitats de l'illa de Mallorca. *Exploracions*. 10 : 47-57. Barcelona.
- GASCOINE, W. (1992): Water chemistry in Caves of the Drach, Majorca. *Cave Science*. 19 (2) : 51-54.
- GASCOYNE, M. (1984): Twenty years of Uranium-Series dating of cave calcites: a review of results, problems and new directions. *Studies in Speleology*. 5 : 15-30. Newbury.
- GINÉS, A. (1973): Sobre el posible hallazgo de formaciones de edad Milazense en Ses Coves Petites. *III Simposium Espeleologia*. 87-91. Mataró.
- GINÉS, A. (1993): IX. Morfologies exocàrstiques. In: ALCOVER, J.A.; BALLESTEROS, E. & FORNÓS, J.J. (Eds.): *Història Natural de l'arxipèlag de Cabrera*. CSIC - Editorial Moll. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 2 : 153-160. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. (1995): Els espeleotemes de les coves de Mallorca / The speleothems of Majorcan caves. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3: 87-97. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & FIOL, L. (1981): Estratigrafia del yacimiento de la Cova des Fum (Sant Llorenç, Mallorca). *Endins*. 8 : 25-42. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1972): Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *II Congreso Nacional de Espeleología*. Comunicación nº 13: 1-16. Oviedo.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1974): Consideraciones sobre los mecanismos de fosilización de la Cova de sa Bassa Blanca y su paralelismo con formaciones marinas del Cuaternario. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 19 : 11-28. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1975): Los medios lacustres hipogeos representados en el karst mallorquín, y sus respectivas tendencias morfogénicas. *Endins*. 2 : 9-12. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1977): Datos bioespeleológicos obtenidos en las aguas cársticas de la isla de Mallorca. *Comunicacions 6è. Simposium d'Espeleologia*. 81-95. Terrassa.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1986): On the interest of speleochronological studies in karstified islands. The case of Mallorca (Spain). *Com. 9º Cong. Int. Espeleol.* 1: 297-300. Barcelona.

- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1987): Características espeleológicas del karst de Mallorca. *Endins*. 13 : 3-19. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1989): Absolute dating of phreatic speleothems from coastal caves of Mallorca (Spain). *Proc. 10th Int. Congress Speleol.* 1: 191-193. Budapest.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1991): Karst costero. Espeleogénesis en el Migjorn de Mallorca. Espeleotemas freáticos y paleoniveles del Mediterráneo. In: GRIMALT, M. & RODRÍGUEZ-PÉREA, A. (Eds.): *Libro-Guía de las Excursiones de las VII Jornadas de Campo de Geografía Física*. Universitat de les Illes Balears. 197-206. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (1992): Las Coves del Drac (Manacor, Mallorca). Apuntes históricos y espeleogenéticos. *Endins*. 17-18 : 5-20. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.) (1995): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3. 216 págs. Palma de Mallorca.
- GINÉS, A.; GINÉS, J. & PONS-MOYÀ, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento morfológico y cronológico de las cavernas costeras mallorquinas. *Speleon*. Monografía I, V Symposium Espeleología, Espeleo-cuaternalio. 49-56. Barcelona.
- GINÉS, A.; GINÉS, J. & POMAR, L. (1981): Phreatic speleothems in coastal caves of Majorca (Spain) as indicators of Mediterranean Pleistocene paleolevels. *Proc. 8th Int. Congress Speleol.* 2: 533-536. Bowling Green.
- GINÉS, A.; GINÉS, J.; FORNÓS, J. J. & TUCCIMEI, P. (1999): Dataciones isotópicas de espeleotemas procedentes de cuevas costeras de Mallorca. Estado actual de las investigaciones. In: ANDREO, B.; CARRASCO, F. & DURÁN, J. J. (Eds.): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. Patronato de la Cueva de Nerja. 143-152. Nerja (Málaga).
- GINÉS, J. (1971): Cova de sa Font (aspectos generales). *Speleon*. 18 : 43-47. Barcelona.
- GINÉS, J. (1994): *El karst litoral en Mallorca: estado actual de su conocimiento*. Memoria de Investigación. Departament de Ciències de la Terra U.I.B. 72 págs. Inédito.
- GINÉS, J. (1995): L'endocarst de Mallorca: els mecanismes espeleogenètics / Mallorca's endokarst: the speleogenetic mechanisms. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. *Endins*, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3 : 71-86. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. (1998): L'endocarst de la Serra de Tramuntana de Mallorca. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 391-421. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1976): Ses Coves del Pirata. *Endins*. 3 : 41-45. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1987): Datos espeleo-cronológicos sobre el karst de la isla de Mallorca. *Revista de Ciència*. Institut d'Estudis Balearics. 1 : 81-92. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1989): El karst en las islas Baleares. In: DURÁN, J. J. & LÓPEZ, J. (Eds.): *El Karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Monografía 4: 163-174. Madrid.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1993): Speleo-chronological approach to some coastal caves from "Cap Vermell" area in Mallorca island (Spain). *Proc. XI Int. Congress Speleol.* 56-59. Beijing.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1993): Dataciones isotópicas de espeleotemas freáticos recolectados en cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*. 19 : 9-15. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1994): Coves del Drac, Manacor (Mallorca). *Tecno Ambiente*. 39 : 73-80. Madrid.
- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1994): Coves del Drac, Manacor (Mallorca). In: Frasa Ingenieros Consultores S.L. (Ed.): *Mundo Subterráneo*. TIASA. 73-80. Madrid.

- GINÉS, J. & GINÉS, A. (1995): Aspectes espeleocronològics del carst de Mallorca / Speleochronological aspects of karst in Mallorca. In: GINÉS, A. & GINÉS, J. (Eds.): *El carst i les coves de Mallorca / Karst and caves in Mallorca*. Endins, 20 / Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 3 : 99-112. Palma de Mallorca.
- GINÉS, J.; GINÉS, A. & POMAR, L. (1981): Morphological and mineralogical features of phreatic speleothems occurring in coastal caves of Majorca (Spain). *Proc. 8th Int. Congress Speleol.* 2: 529-532. Bowling Green.
- GÓMEZ-PUJOL, L.; BALAGUER, P.; BALDO, M.; FORNÓS, J. J.; PONS, G. X. & VILLANUEVA, G. (2000): Dinámica erosiva de las plataformas litorales europeas (ESPED): aproximación metodológica a las tasas de erosión del litoral rocoso. *Cuaternario y Geomorfología*. (en prensa).
- GÓMEZ-PUJOL, L.; BALAGUER, P.; BALDO, M.; FORNÓS, J. J.; PONS, G. X. & VILLANUEVA, G. (2000): Patrones y tasa de erosión de Melaraphe neritoides (Linneo, 1758) en el litoral rocoso de Mallorca: resultados preliminares. *Cuaternario y Geomorfología*. (en prensa).
- GRÀCIA, F. & VICENS, D. (1998): Aspectes geomorfològics quaternaris del litoral de Mallorca. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 307-329. Palma de Mallorca.
- GRÀCIA, F.; WATKINSON, P.; MONSERRAT, T.; CLARKE, O. & LANDRETH, R. (1997): Les coves de la zona de ses Partions - Portocolom (Felanitx, Mallorca). *Endins*. 21 : 5-36. Palma de Mallorca.
- GRÀCIA, F.; CLAMOR, B. & WATKINSON, P. (1998): La Cova d'en Passol i altres cavitats litorals situades entre Cala sa Nau i Cala Mitjana (Felanitx, Mallorca). *Endins*. 22 : 5-18. Palma de Mallorca.
- GRÀCIA, F.; CLAMOR, B.; AGUILÓ, C. & WATKINSON, P. (1998): La Cova des Drac de Cala Santanyí (Santanyí, Mallorca). *Endins*. 22 : 55-66. Palma de Mallorca.
- GRÀCIA, F.; CLAMOR, B. & LAVERGNE, J. J. (2000): Les coves de Cala Varques (Manacor, Mallorca). *Endins*. 23. Palma de Mallorca.
- GRÜN, R. (1985): Beiträge zur ESR-Datierung. *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*. 59 : 1-157. Colonia.
- GRÜN, R. (1986): ESR-dating of a flowstone core from Cova de sa Bassa Blanca. *Endins*. 12 : 19-23. Palma de Mallorca.
- HADES, E. (1985): Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca: estado actual de las investigaciones. In: *Geomorfología litoral y Cuaternario. Homenaje a Juan Cuerda*. Universidad de Valencia. 103-122. Valencia.
- HENNIG, G. J.; GINÉS, A.; GINÉS, J. & POMAR, L. (1981): Avance de los resultados obtenidos mediante datación isotópica de algunos espeleotemas subacuáticos mallorquines. *Endins*. 8 : 91-93. Palma de Mallorca.
- HERMAN, J. S.; BACK, W. & POMAR, L. (1985): Geochemistry of groundwater in the mixing zone along the east coast of Mallorca, Spain. Karst Water Resources. *Proc. Ankara-Antalya Symposium. IAHS*. 161: 467-479. Ankara.
- HERMAN, J. S.; BACK, W. & POMAR, L. (1986): Speleogenesis in the groundwater mixing zone: the coastal carbonate aquifers of Mallorca and Menorca, Spain. *Com. 9º Cong. Int. Espeleol.* 1: 13-15. Barcelona.
- JENNINGS, J. N. (1985): *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell. 293 págs. Oxford.
- JIMÉNEZ DE CISNEROS, C. & CABALLERO, E. (1999): Estudio isotópico sobre las condiciones de precipitación de calcitas flotantes actuales procedentes de tres cuevas en la isla de Mallorca. In: ANDREO, B.; CARRASCO, F. & DURÁN, J. J. (Eds.): *Contribución del estudio científico de las cavidades kársticas al conocimiento geológico*. Patronato de la Cueva de Nerja. 153-161. Nerja (Málaga).
- JOLY, R. de (1929): Explorations spéléologiques a Majorque (1929). *Rev. Géog. Phys. et de Géol. Dyn.* 2 : 1-13. París.
- JOLY, R. de & DENIZOT, G. (1929): Note sur les conditions d'établissement des grottes du Dragon, Région de Manacor (Majorque, Baléares). *C. R. S. Soc. Géol. France*. 5 : 65-66. París.

- KELLETAT, D. (1980): Formenschatz und Prozessgefüge des Biokarstes an der Küste von Nordost-Mallorca (Cala Guya). Beiträge zur regionalen Küstenmorphologie des Mittelmeerraumes VII. *Berliner Geographische Studien*. 7 : 99-113. Berlin.
- KELLETAT, D. (1985): Bio-destruktive und bio-konstruktive Formelemente an den spanischen Mittelmeerküsten. *Geoökodynamik*. 6 (1/2) : 1-20. Darmstadt.
- KELLETAT, D. (1997): Mediterranean coastal biogeomorphology: processes, forms and sea-level indicators. *Bull. Inst. Océan. Monaco*. 18 : 209-226.
- LENCEWICZ, S. (1927): Mallorca. Szkic Geograficzny. *Obdita*. 7 : 55-75. Varsovia.
- LYNAS, B. (1994): The beating heart of Earth's climate revealed: caves, coral reefs and coastlines in the Balearic Islands. *Geology Today*. 145-151.
- MAHEU, J. (1912): Exploration et flore souterraine des cavernes de Catalogne et des Iles Baléares. *Spelunca*. 8 (67-68) : 1-108. Paris.
- MAROTO, A. L. & FONT, A. (1981): Proyecto Hades. Desarrollo de las campañas de 1981. *Endins*. 8 : 81-90. Palma de Mallorca.
- MARTEL, E. A. (1896): Sous Terre. Cueva del Drach, a Majorque. *Ann. Club Alpin Franç.* 23 : 1-32. Paris.
- MARTEL, E. A. (1903): Les cavernes de Majorque. *Spelunca*. 5 (32) : 1-32. Paris.
- MATEU, G.; COLOM, G. & CUERDA, J. (1979): Los foraminíferos plio-pleistocénicos de la isla de Cabrera (Balears) y las condiciones paleo-ecológicas del antiguo mar balear. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 23 : 51-68. Palma de Mallorca.
- MENSCHING, H. (1956): Karst y Terra Rossa en Mallorca. *Estudios Geográficos*. 17 : 659-672. Madrid.
- MERINO, A. (1993): La Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor, Mallorca). *Endins*. 19 : 17-23. Palma de Mallorca.
- MERINO, A. (2000): Nuevas extensiones de la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor, Mallorca). *Endins*. 23. Palma de Mallorca.
- MONTORIOL-POUS, J. (1961): El karst de la isla de Cabrera. *Speleon*. 12 (1-2) : 5-33. Oviedo.
- MONTORIOL-POUS, J. (1970): Nota sobre la Cova del Drac de Santanyí (Mallorca, Balears). *Speleon*. 17 : 41-45. Barcelona.
- MONTORIOL-POUS, J. (1971): Estudio de una captura kárstico-marina en la isla de Cabrera (Balears). *Acta Geológica Hispánica*. 6 (4) : 89-91. Barcelona.
- MONTORIOL-POUS, J. (1971): Nota sobre la génesis de la Foradada. Isla Conillera, Balears. *Geo y Bio Karst*. 28 : 17-19. Barcelona.
- MONTORIOL-POUS, J. & ASSENS, J. (1957): Estudio geomorfológico e hidrogeológico del karst de la península de s'Albufereta (Fornells, Menorca). *Rassegna Speleologica Italiana*. 9 (1) : 3-48. Como.
- MONTORIOL-POUS, J. & TERMES, F. (1963): Les grottes de l'île de Formentera (Baléares) et leurs relations avec les oscillations de la Méditerranée. *IV Colloque International Spéléologie*. 180-194. Atenas.
- MOSES, C. A. & SMITH, B. J. (1994): Limestone weathering in the supra-tidal zone: an example from Mallorca. In: ROBINSON, D. A. & WILLIAMS, R. B. G. (Eds.): *Rock Weathering and Landform Evolution*. John Wiley & Sons Ltd. 433-451.
- OEDL, F. (1954): Die Höhlen der Insel Formentera (Balearen). *Die Höhle*. 5 (3/4) : 69-74. Wien.
- PARDO, J. E.; RODRÍGUEZ-PÉREA, A.; FORNÓS, J. J.; GARCÍA, F. & CERVERA, T. (1997): Caracterización de los fondos de las calas y los barrancos menorquines mediante sondeos eléctricos. *Actas XV Congreso Geógrafos Españoles*. 1 : 191-203. Santiago de Compostela.
- PAZZELLI, L. (1999): *Variazioni del livello del mare nel Mediterraneo occidentale durante il Tardo Pleistocene, misurate attraverso la datazione U/Th di concrezioni freatiche su speleotemi sommersi nelle grotte costiere dell'isola di Mallorca (Spagna)*. Università degli Studi "Roma Tre". Tesi di Laurea. 114 págs. Roma.
- PENCK, A. (1894): *Morphologie der Erdoberfläche*. Engelhorn. Stuttgart.

- POMAR, L. (1989): Espeleotemas freáticos, karst litoral y oscilaciones del nivel del mar durante el Cuaternario en la Isla de Mallorca. In: DURÁN, J. J. & LÓPEZ, J. (Eds.): *El Karst en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Monografía 4: 265-275. Madrid.
- POMAR, L. & CUERDA, J. (1979): Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca. *Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Solé i Sabarís*. 14 : 505-513. Barcelona.
- POMAR, L.; GINÉS, A. & FONTARNAU, R. (1976): Las cristalizaciones freáticas. *Endins*. 3 : 3-25. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (1979): Morfología, estructura y origen de los espeleotemas epikuáticos. *Endins*. 5-6 : 3-17. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (1983): Las cristalizaciones freáticas del Pleistoceno mallorquín. *VI Coloquio de Geografía*. Asociación de Geógrafos Españoles. 111-113. Palma de Mallorca.
- POMAR, L.; RODRÍGUEZ, A.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A.; GINÉS, J.; FONT, A. & MORA, A. (1987): Phreatic speleothems in coastal caves: a new method to determine sea-level fluctuations. In: ZAZO, C. (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain*. Museo Nacional de Ciencias Naturales C.S.I.C. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. 10: 197-224. Madrid.
- PONS, G. X. & PONS-MOYÀ, J. (1997): Tanatocenosis dels molluscs marins de la Cova de na Mitjana (Capdepera, Mallorca). *Endins*. 21 : 75-78. Palma de Mallorca.
- PRICE, R. M. (1988): *Geochemical investigation of salt water intrusion along the coast of Mallorca, Spain*. Department of Environmental Sciences. University of Virginia. 186 págs.
- ROBLEDO, P. & POMAR, L. (2000): Las estructuras de colapso kárstico en el Mioceno Superior de Mallorca; modelo genético. *Geotemas*. 1 (4) : 267-271.
- RODÉS, L. (1925): Los cambios de nivel en las cuevas del Drach (Manacor, Mallorca) y su oscilación rítmica de 40 minutos. *Mem. Acad. Cien. Art. Barcelona*. 19 (7) : 207-221. Barcelona.
- RODRÍGUEZ-PÉREA, A. & SERVERA, J. (1993): II. Geomorfología. In: ALCOVER, J. A.; BALLESTEROS, E. & FORNÓS, J. J. (Eds.): *Història Natural de l'arxipèlag de Cabrera*. CSIC - Editorial Moll. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 2 : 33-60. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1964): *Mallorca. El Sur y Sureste*. Cámara Oficial de Comercio, Industria y Navegación. 553 págs. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1975): El litoral de Mallorca. Assaig de genètica i classificació. *Mayurqa*. 14 : 5-19. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1979): Las calas: un tipo de costa peculiar mediterránea. *Primer Curso de Geomorfología Litoral Aplicada*. Universidad Politécnica. 105-111. Valencia.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1983): Algunas microformas kársticas litorales de Mallorca. *VI Coloquio de Geografía*. Asociación de Geógrafos Españoles. 115-121. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1995): Les cales, un fet geomòrfic epònim de Mallorca. *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*. 38 : 167-180. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M. (1998): Torrents i cales de Mallorca: aspectes geomorfològics. In: FORNÓS, J. J. (Ed.): *Aspectes geològics de les Balears*. Universitat de les Illes Balears. 331-360. Palma de Mallorca.
- ROSSELLÓ-VERGER, V. M.; FORNÓS, J. J.; FUMANAL, P.; PARDO, J. E. & RODRÍGUEZ-PÉREA, A. (1997): Elementos morfogenéticos de las calas y barrancos del Sur de Menorca. *Actas XV Congreso Geógrafos Españoles*. 1 : 245-256. Santiago de Compostela.
- SOLER-SAMPERE, M. (1965): État actuel des études de géologie et du karst de Formentera (Pithyuses, Baléares Mineures). *Rapp. Comm. Int. Mer Médit.* 18 (2) : 549-554.
- SUÁREZ, R. (1993): Aportació al coneixement espeleològic del Cap des Pinar a Alcúdia (Mallorca). *Endins*. 19 : 25-28. Palma de Mallorca.

- THOMAS-CASAJUANA, J. M. & MONTORIOL-POUS, J. (1951): Los fenómenos kársticos de Parelleta (Ciudadela, Menorca). *Speleon*. 2 (4) : 191-215. Oviedo.
- TRIAS, M. (1974): Una campanya a les illes de Cabrera. *Endins*. 1 : 33-53. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. (1983): *Espeleologia de les Pitiüses*. Institut d'Estudis Eivissencs. Estudis Breus, 2. 58 págs. Eivissa.
- TRIAS, M. (1986): Contribució al catàleg espeleològic de Formentera. *Endins*. 12 : 25-29. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. (1992): Noves dades sobre la Cova des Coloms 1 (Manacor, Mallorca). *Endins*. 17-18 : 21-23. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. (1993): VIII. Catàleg espeleològic. In: ALCOVER, J. A.; BALLESTEROS, E. & FORNÓS, J. J. (Eds.): *Història Natural de l'arxipèlag de Cabrera*. CSIC - Editorial Moll. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 2 : 131-152. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. & GINÉS, J. (1989): Algunes noves cavitats de l'illa de Menorca. *Endins*. 14-15 : 5-16. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. & MIR, F. (1977): Les coves de la zona de Can Frasquet - Cala Varques. *Endins*. 4 : 21-42. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M. & ROCA, L. (1975): Noves aportacions al coneixement de les coves de sa Mola (Formentera) i de la seva importància arqueològica. *Endins*. 2 : 15-33. Palma de Mallorca.
- TRIAS, M.; PAYERAS, C. & GINÉS, J. (1979): Inventari espeleològic de les Balears. *Endins*. 5-6 : 89-108. Palma de Mallorca.
- TUCCIMEI, P.; GINÉS, J.; GINÉS, A. & FORNÓS, J. J. (1997): Th/U dating of sea level-controlled phreatic speleothems from coastal caves in Mallorca (Western Mediterranean). *Proc. 12th Int. Congress Speleol.* 1 : 37-40. La Chaux-de-Fonds.
- TUCCIMEI, P.; GINÉS, J.; GINÉS, A. & FORNÓS, J. J. & VESICA, P. (1998): Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino, procedentes de cuevas costeras de Mallorca (España). *Endins*. 22 : 99-107. Palma de Mallorca.
- TUCCIMEI, P.; GINÉS, J.; GINÉS, A. & FORNÓS, J. J. (1998): Datazione Th/U di speleotemi freatici provenienti da grotte costiere dell'isola di Mallorca (Baleari, Spagna). Implicazione paleoclimatiche. *78° Convegno Soc. Ital. Mineral. Petrog. Plinius*. 20 : 213-214. Monopoli.
- TUCCIMEI, P.; DELITALA, M. C.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A.; GINÉS, J.; PAZZELLI, L. & TADDEUCCI, A. (1999): Età Th/U di concrezioni freatiche su speleotemi nelle grotte costiere di Mallorca (Spagna): oscillazioni del livello del mare nel tardo Pleistocene. *Geitalia. 2° Forum Federazione Italiana di Scienze della Terra*. 1 : 233-234. Bellaria.
- TUCCIMEI, P.; GINÉS, J.; DELITALA, C.; PAZZELLI, L.; TADDEUCCI, A.; CLAMOR, B.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GRÀCIA, F. (2000): Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos recolectados a cotas inferiores al actual nivel marino en cuevas costeras de Mallorca (España): aportaciones a la construcción de una curva eustática detallada de los últimos 300 ka para el Mediterráneo occidental. *Endins*. 23. Palma de Mallorca.
- VESICA, P.; TUCCIMEI, P.; TURI, B.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (1996): Th/U dating and C - O isotope analyses of speleothems from coastal caves in Mallorca (Spain). *30th IGC, Abstracts*. 1 : 87. Beijing.
- VESICA, P. L.; TUCCIMEI, P.; TURI, B.; FORNÓS, J. J.; GINÉS, A. & GINÉS, J. (2000): Late Pleistocene Paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and U-series studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain. *Quaternary Science Reviews*. 19 : 865-879. Oxford.

- VILLANUEVA, G.; BALAGUER, P.; BALDO, M.; FORNÓS, J. J.; GÓMEZ-PUJOL, L. & PONS, G. X. (2000): Importancia de la bioerosión en la evolución del litoral rocoso: efecto de *Melaraphe neritoides* y *Monodonta turbinata* en el litoral de Mallorca y norte de Catalunya. *Geotemas*. 1 (4) : 299-302.
- WALTER-LEVY, L.; FRECAUT, R. & STRAUSS, R. (1958): Contribution à l'étude de la zone littorale des îles Baléares. Biologie et chimie des algues calcaires. Formes du relief qui leur sont liées. *Revue Algologique*. 3 (4) : 202-228.

9. ANEXO FOTOGRÁFICO

Foto 1

Detalle de las formas de lapiaz características del exokarst desarrollado en el Mioceno Superior postorogénico del Sur y el Levante de Mallorca. Se trata de un lapiaz de aspecto cavernoso (*kavernosen karren*), constituido por un intrincado conjunto de perforaciones y alveolos generados bajo cubierta edáfica (*subsoil lapiaz* o *criptolapiaz*). Aparte de las microformas de erosión relacionadas con la biodestrucción de los litorales calcáreos, el lapiaz en el sentido estricto es abundante sobre todo en la franja supralitoral de los acantilados costeros. Más al interior, el lapiaz va evolucionando hacia apariencias como la incluida en la presente fotografía, encontrándose ligado al progresivo desarrollo de formaciones edáficas que sustentan la vegetación de garriga propia de estas áreas litorales de marcada aridez.

Foto 2

Aspecto de la zona litoral comprendida entre el Cap de ses Salines y el Caló des Màrmols (Santanyí), en la región kárstica del Migjorn de Mallorca. La plataforma tabular que conforman los materiales del Mioceno Superior (Tortonense-Messiniense) origina acantilados costeros de hasta 20-30 metros de altitud, a los que se adosan con frecuencia eolianitas pleistocénicas (*climbing dunes*) visibles con dificultad en la fotografía. La relativa monotonía de estos parajes resulta sólo rota por la incisión de barrancos, más o menos profundos, que dan lugar a numerosas calas.

Foto 3

En las proximidades de la Punta des Savinar, al sur de Mondragó (Santanyí), abundan los espectaculares colapsos paleokársticos como el de la presente fotografía. Obsérvese la persona visible cerca de su base, que sirve de escala. La karstificación de la Unidad Arrecifal (Tortonense) —sobre la que está situado nuestro personaje— ocasiona la deformación y rotura del Complejo Terminal suprayacente (Messiniense). Esta deformación es particularmente vistosa al afectar a las facies de manglares que integran la base del Complejo Terminal; hacia el techo, los materiales estromatolíticos y oolíticos de dicho complejo se encuentran fuertemente brechados, disminuyendo el ángulo de la deformación hasta, en ocasiones, su extinción completa.

Foto 4

Ejemplo de pequeña deformación de origen paleokárstico, en el mismo sector de costa que la foto precedente. De nuevo la persona está situada sobre la Unidad Arrecifal, constatándose una leve deformación de la base del Complejo Terminal, que se hace enseguida imperceptible al irse acuñando hacia el exterior del diminuto colapso.

Foto 5

Impresionante colapso paleokárstico sito en el tramo de costa entre la Punta des Savinar y el Niu de s'Àguila, al sur de Mondragó (Santanyí). Una persona, cerca de la esquina inferior izquierda de la fotografía, da la escala. Hay que destacar cómo la chimenea central del colapso —fuertemente brechada y cementada— da origen a una notable prominencia en la trayectoria de la línea de costa, localizándose importantes cuevas de erosión marina en los flancos laterales de la chimenea, allí donde las capas rocosas se inflexionan hacia el centro de esta estructura paleokárstica. Obsérvese, asimismo, la leve deformación de las capas superiores del Complejo Terminal a medida que ascendemos a partir de la zona central del colapso. La plataforma sobre la cual está la persona que sirve de escala representa el techo de la Unidad Arrecifal.

Foto 6

Otra vista del colapso paleokárstico de la foto anterior, tomada esta vez desde la parte superior de los acantilados costeros. Se observa a la perfección la inflexión de la línea de costa asociada a la mayor resistencia a la erosión de la zona central del colapso, así como la amplia cueva marina excavada en uno de sus flancos laterales. Un croquis topográfico de esta morfología paleokárstica, situada entre la Punta des Savinar y el Niu de s'Àguila (Santanyí), se encuentra recogido en la Figura 63.

Foto 7

En el Caló de Solimina (Santanyí), al sur del complejo de calas de Mondragó, se localizan numerosos colapsos de origen paleokárstico. Justo en la parte central de la fotografía se puede apreciar la chimenea de un colapso —muy brechada y originando una leve prominencia en el acantilado rocoso— flanqueada a ambos lados por sendas cuevas marinas que explotan las inflexiones de las capas carbonatadas de la base del Complejo Terminal.

Foto 8

Esta panorámica permite vislumbrar restos de otros dos colapsos paleokársticos, en la parte septentrional del Caló de Solimina (Santanyí). En la mitad izquierda de la fotografía, nuevamente la zona central del colapso resulta más resistente a la erosión litoral, originando una notable prominencia en la línea de costa. La parte derecha de la misma toma, muestra una segunda estructura de similares características que se materializa en forma de curioso arco sustentado por un pilar natural, el cual de hecho es la chimenea central de otro colapso paleokárstico.

Foto 9

Las Serres de Llevant constituyen la región kárstica mallorquina de menor relevancia. Su rasgo más destacable es la existencia de interesantes fenómenos endokársticos litorales como las Coves d'Artà o de s'Ermita (en el municipio de Capdepera), excavados preferentemente en los materiales carbonatados del Jurásico. Esta importante cueva turística —en la que se tiene constancia de exploraciones efectuadas ya desde el siglo XVII— contiene diversas formas y sedimentos relacionados con las fluctuaciones pleistocénicas del Mediterráneo; entre ellos destacaremos la presencia en su interior de muy vistosos paleoniveles de espeleotemas freáticos, así como de depósitos de origen eólico observables en la amplia sala de acceso.

Foto 10

Aspecto de la sala principal de las Coves Petites (Capdepera), cavidad muy próxima a las famosas Coves d'Artà. Es ésta una caverna muy evolucionada en base a hundimientos de las bóvedas, los cuales han explotado sobre todo los planos de estratificación de las calizas jurásicas fuertemente estructuradas. Esta localidad alberga algunas alineaciones de espeleotemas freáticos (ver Foto 28), atribuidas a paleoniveles del Mediterráneo correspondientes al Pleistoceno Medio. La topografía de la cueva puede consultarse en la Figura 36.

Foto 11

La Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor) es sin duda la cavidad más relevante del área kárstica del Migjorn, con sus más de 6 kilómetros de recorrido. Se encuentra excavada en las calcarenitas arrecifales del Mioceno Superior postorogénico, conservando todavía sectores laberínticos de conductos muy poco evolucionados, en los que predominan las morfologías de disolución freática de la roca calcárea. Buena parte de la caverna se halla ocupada por extensos y diáfanos lagos de aguas salobres; su decoración cristalina es excepcional, tanto por la variedad de sus espeleotemas como por la belleza de los mismos.

(Foto: Antonio Merino)

Foto 12

Aspecto de las galerías inundadas de la Cova des Coll (Felanitx), localidad que totaliza casi 5 kilómetros de galerías y salas, de los cuales más de 3 son accesibles sólo con técnicas de espeleobuceo. Se trata de una entramado de conductos, a veces de reducidas dimensiones, representativo de las fases de excavación freática del endokarst del Migjorn de Mallorca. La exploración subacuática de los lagos salobres existentes en las cuevas de esta región kárstica, esta revolucionando el conocimiento que se tenía acerca de la magnitud de las formas subterráneas del Sur y el Levante de la isla.

(Foto: Martyn Farr)

Foto 13

Las archiconocidas Coves del Drac son un exponente paradigmático del endokarst en el litoral de Manacor. Esta extensa caverna turística, excavada en las calcarenitas del Mioceno Superior (Tortonense) ha sufrido una intensa evolución en condiciones vadosas (desprendimientos de bloques rocosos, estalagmitización exuberante...) que impide reconocer restos de los vacíos freáticos iniciales, responsables de las primeras etapas en la génesis de la cavidad. La profusión de espeleotemas es tal que resulta imposible observar la roca encajante, en las paredes y techos de las salas, enmascarando también el sustrato de bloques que conforma el suelo de sus galerías.

Foto 14

Vista del *Llac de les Delícies*, en el sector de las Coves del Drac (Manacor) conocido como la *Cova Blanca*. Los lagos de aguas salobres alcanzan en esta cueva tamaños inusuales, como en el caso del *Llac Miramar* cuyas dimensiones superan los 125 metros de longitud y los 2.000 m² de extensión. La superficie de estos lagos acusa las variaciones menores del nivel marino (mareas, oscilaciones barométricas...), siendo frecuente constatar la deposición de espeleotemas freáticos subactuales, en el presente rango de fluctuación de las aguas freáticas. En la parte central de la imagen puede observarse un sobrecrecimiento freático de estas características, afectando a una columna estalagmítica previa a la subida postglacial del nivel marino que originó los actuales lagos de la caverna.

Foto 15

La Cova Foradada, en la pequeña cala de s'Almunia (Santanyí), es un ejemplo de túnel excavado por erosión marina, sin la intervención clara de los procesos de karstificación. La acción mayoritariamente mecánica ligada a la dinámica de las aguas marinas, juntamente con otros procesos de destrucción de los litorales calcáreos, ocasiona una amplia gama de formas cuya génesis poco o nada tiene que ver con el modelado kárstico: cuevas marinas, túneles, arcos, *bufadors*, plataformas de abrasión marina, etc.

Foto 16

Panorámica de Cala Falcó y la cueva homónima, sitas en el municipio de Manacor. El porche de entrada, de génesis marina, permite acceder a una cueva kárstica de dimensiones modestas (Figura 77), configurando un ejemplo de captura kárstico-marina en la plataforma carbonatada de materiales del Mioceno Superior (Tortonense-Messiniense). Las interferencias entre el modelado kárstico y la erosión litoral propician la existencia de un variado abanico de formas y sedimentos —de acusado interés espeleocronológico— tales como arenas marinas, restos paleontológicos de vertebrados pleistocénicos, fases de estalagmitización vadosa, así como de deposición de espeleotemas freáticos (ver Figura 78).

Foto 17

La captura marina de fenómenos endokársticos preexistentes ocasiona, como situación extrema, el casi total desmantelamiento de algunas formas subterráneas litorales. La Cova Marina des Pont (Manacor), enclavada en las calcarenitas del Mioceno Superior, es un buen exponente de esta situación. El progresivo retroceso de la línea de costa ha capturado una voluminosa cueva kárstica —abierta al exterior por un hundimiento cenital de su bóveda— dando origen a un llamativo arco de 14 metros de altura. La topografía de la cavidad puede consultarse en la Figura 65.

Foto 18

Otra visión de la Cova Marina des Pont (Manacor), en la cual es posible apreciar varias de las bocas que comunican la caverna kárstica con el mar abierto. En la parte central de la sala de hundimiento se elevan algunas proyecciones rocosas, constituidas por coladas estalagmíticas muy alteradas a causa de la exposición subaérea y la erosión marina. Junto a estas coladas se localizan bolsadas de limos conteniendo restos de *Myotragus balearicus*, mamífero extinto endémico de Mallorca y Menorca, que inclinan a situar cronológicamente la captura marina en el Pleistoceno Superior.

Foto 19

En los acantilados meridionales que delimitan la ensenada de Cala Falcó (Manacor) se localizan diversas cuevas marinas, que forman grandes abrigos rocosos invadidos por las aguas del mar. Una de estas cavidades —el segundo gran porche, comenzando por la izquierda— ha capturado una caverna kárstica de belleza e interés notable: la Cova des Coloms (ver la topografía en la Figura 66). Las salas interiores de esta localidad son accesibles por medio de un estrecho paso casi totalmente inundado; en ellas se observan algunas alineaciones de espeleotemas freáticos, así como sedimentos arenosos ligados a la captura marina de la cueva kárstica.

Foto 20

La Cova des Sòtil se abre en los acantilados cercanos a Cala Bota, en el municipio de Manacor. Parece tratarse de una captura kárstico-marina que se ha visto afectada por la deposición de una formación dunar (Riss ?) adosada al acantilado costero, la cual taponó la boca de la cavidad colmatando al mismo tiempo buena parte de su interior. La posterior actuación de los procesos y mecanismos ligados a la erosión litoral ha reabierto la cueva mediante varias bocas, eliminando toda la vertiente de barlovento de la duna ascendente. Obsérvense dos personas situadas en la boca inferior de la cavidad, casi al nivel de la mar.

Foto 21

La Cova de na Mitjana es una modesta pero destacable caverna situada cerca del Cap Vermell, en el municipio de Capdepera. Es una interesante cueva kárstico-marina en la que se conjugan variadas formas y sedimentos, relacionados con las vicisitudes experimentadas por el nivel del Mediterráneo. Están presentes algunos paleoniveles de espeleotemas freáticos —situables cronológicamente en el Pleistoceno Medio— así como sedimentos arenosos y un nivel de erosión con perforaciones de moluscos litófagos, resultantes ambos de la captura marina del vacío kárstico; diversas fases de estalagmitización aérea añaden complejidad a la evolución reciente de la caverna. La topografía de esta localidad aparece en la Figura 41, mientras que la Figura 53 muestra una interpretación del conjunto morfo-sedimentario que alberga.

Foto 22

Impresionante agrupación de espeleotemas freáticos en la Cova de na Mitjana (Capdepera), los cuales registran hasta tres paleoniveles marinos a altitudes comprendidas entre +3,9 y +5,8 metros s.n.m. Las dataciones radiométricas realizadas sugieren su pertenencia al estadio isotópico 7 (entre 190 y 250 ka B.P.).

Foto 23

Otro aspecto del conjunto de espeleotemas freáticos de la Cova de na Mitjana, que recubren las paredes de la caverna hasta una cota próxima a los +6 metros s.n.m. La datación isotópica, mediante el método Th/U, de una muestra de estos espeleotemas ha aportado una edad de 232 ka B.P. (estadio isotópico 7).

Foto 24

En los techos de la Cova de na Mitjana (Capdepera) es posible contrastar la dicotomía morfológica existente entre los espeleotemas aéreos —las típicas estalactitas puntiagudas abundantes en la foto— y los espeleotemas freáticos, consistentes en sobrecrecimientos cristalinos originados en condiciones subacuáticas —las dos cristalizaciones globulares visibles en el centro de la fotografía—. Estos peculiares espeleotemas registran estabilizaciones pretéritas del plano de las aguas subterráneas, controladas por las oscilaciones del nivel marino durante los tiempos cuaternarios. Los espeleotemas freáticos se desarrollan sobre cualquier soporte situado en, o por debajo, del rango de fluctuación de la superficie de las aguas, como por ejemplo estalactitas preexistentes. De esta forma, en la presente imagen es posible individualizar al menos dos etapas distintas de estalagmitización aérea (ocurridas durante momentos de descenso del nivel marino), separadas por un episodio de deposición de espeleotemas freáticos, asociado a un evento transgresivo de signo cálido; las estalactitas convencionales que aparecen en la foto, obviamente son más modernas que las cristalizaciones freáticas y los espeleotemas aéreos que les sirven de soporte.

Foto 25

Rincón de las Coves del Drac (Manacor) conocido como *els Banyes de Diana*, en la zona turística de la caverna. Se observa con claridad un paleonivel de espeleotemas freáticos, situado a una elevación de tan sólo +1,2 metros; también es factible distinguir un sobrecrecimiento subactual —justo por debajo de la superficie hídrica— desarrollado alrededor de una pequeña columna en la mitad derecha de la imagen.

Foto 26

Detalle de un conjunto de espeleotemas freáticos, en la *Cova dels Francesos* de las famosas Coves del Drac (término municipal de Manacor). El revestimiento freático, que afecta a delgadas estalactitas preexistentes, registra el mismo paleonivel marino que la imagen anterior, a una cota aproximada de +1,2 metros s.n.m.

Foto 27

En las inmediaciones del *Llac Negre* de las Coves del Drac (Manacor) se localizan estos espeleotemas freáticos, los cuales afectan a una densa agrupación de estalactitas aéreas convencionales. Corresponden a un paleonivel marino de +4,5 metros de altitud, cuya datación no ha sido posible a causa de las desfavorables relaciones isotópicas de las muestras obtenidas.

Foto 28

Las Coves Petites, en el término municipal de Capdepera, contienen varios niveles de espeleotemas freáticos a alturas comprendidas entre +30 y +46 metros s.n.m. Algunos de ellos forman voluminosos sobrecrecimientos cenitales, de superficie externa rugosa, que recubren conjuntos más antiguos de estalactitas aéreas. Las edades Th/U obtenidas para estos espeleotemas alcanzan ya los límites de aplicabilidad del método; su elevada posición altimétrica permite su adscripción como mínimo al estadio isotópico 9, o incluso a eventos climáticos más antiguos.

Foto 29

Aspecto general del sector de las Coves del Drac (Manacor) conocido como la *Sala de la Palmera*. Destacan las gruesas coladas estalagmíticas parietales y pavimentarias, que cubren acumulaciones de bloques desprendidos de las bóvedas, así como la abundancia de finas estalactitas. En la zona más iluminada de la mitad izquierda de la fotografía se distingue una banda de nivel de espeleotemas freáticos, localizada a +7,5 metros de altura; la Foto 30 incluye una vista más detallada de este paleonivel de cristalizaciones freáticas.

Foto 30

Esta imagen muestra una banda de nivel de espeleotemas freáticos, existente en las Coves del Drac (Manacor) a una altura de +7,5 metros (ver fotografía precedente). Se trata de un sobrecrecimiento abultado de cristalizaciones de génesis subacuática, que delimitan una faja del todo horizontal asentada directamente sobre las paredes de la cavidad.

Foto 31

La Cova de sa Bassa Blanca, en el término municipal de Alcúdia, es la localidad más importante desde el punto de vista de la variedad y cantidad de espeleotemas freáticos que alberga. La gran mayoría de sus salas poseen una belleza excepcional; en la presente imagen es apreciable un extensivo revestimiento subacuático parietal —que da lugar a morfologías de aspecto mamelonar— así como un llamativo paleonivel de depósitos freáticos macrocristalinos visible en la parte superior. También se observan algunas formaciones estalagmíticas más modernas, no recubiertas por cristalizaciones de origen freático. En esta cueva han sido detectados un mínimo de 13 paleoniveles de espeleotemas freáticos, a altitudes comprendidas entre la cota ± 0 y los +35 metros s.n.m.

Foto 32

Conjunto de espeleotemas freáticos existente en la Cova des Drac de Cala Santanyí, concretamente en la *Galeria des Paleonivells*. Se trata de un recubrimiento de morfología exterior rugosa y apariencia mamelonar, correspondiente a un antiguo nivel marino registrado a una profundidad de -15 metros. El estudio y datación de los paleoniveles de espeleotemas freáticos localizados por debajo del presente nivel del mar, proporciona valiosísimos datos sobre eventos regresivos del Mediterráneo asociados a eventos climáticos de signo frío.

(Foto: Robert Landreth)

Foto 33

En uno de los lagos de la Cova de sa Bassa Blanca (Alcúdia) emergen unas peculiares estalagmitas cónicas, que presentan con frecuencia ápices muy puntiagudos. Su génesis está relacionada con la acumulación, en condiciones subacuáticas, de láminas de cristalizaciones flotantes que originan el crecimiento vertical del espeleotema; la Figura 91 recoge una interpretación morfogenética de estos peculiares depósitos cristalinos de origen freático.

Foto 34

La turística Grotta di Nettuno, en la isla de Cerdeña, es una extensa cueva costera que contiene también diversos paleoniveles de espeleotemas freáticos. En la denominada *Sala delle Bottiglie* se localiza una alineación de este tipo de cristalizaciones, a una altura de +4,25 metros s.n.m. Mientras que sobre la columna de la izquierda de la foto el revestimiento freático presenta un notable abultamiento en su parte central, son abundantes por otra parte las estalactitas globulares de base plana, cuya morfología está condicionada por la mayor o menor penetración del soporte en el rango de fluctuación del plano de las aguas. Es recomendable consultar la Figura 92 para tener conocimiento de cómo influyen las características del soporte en la morfología de estos depósitos.

Foto 35

Sección transversal de la muestra VB-D2, procedente de la Cova de Cala Varques B (Manacor). Consiste en un grupo de tres estalactitas fistulosas, anastomosadas a causa del revestimiento freático que las ha afectado. Corresponde a un paleonivel marino de cota +1,4 metros, cuya edad Th/U es de 83,4 ka B.P.; pertenecería, por tanto, al subestadio isotópico 5a, que queda incluido dentro del último gran acontecimiento interglacial.

Foto 36

Sección longitudinal del mismo espeleotema de la fotografía precedente (muestra VB-D2; Cova de Cala Varques B, en Manacor). Se observa una delgada estalactita, que sirve de soporte a un sobrecrecimiento freático notablemente bandeado. Tanto esta imagen como la anterior están a un tamaño próximo al natural.

Foto 37

Sección longitudinal de la muestra *PI-D1*, recolectada a +2,1 metros de altura en las Coves del Pirata (Manacor). La datación Th/U de este espeleotema freático ha arrojado una edad de 130,4 ka, registrando un antiguo nivel del Mediterráneo atribuible al subestadio isotópico 5e. Este evento climático representa el máximo térmico del último interglacial, correspondiéndose con aquellos depósitos del Eutirreniense que contienen fauna termófila plena. Escala aproximada de la foto: 1/1.

Foto 38

Sección transversal del revestimiento freático parietal que constituye la muestra *DI-D1*, procedente de la Cova del Dimoni (Manacor) y muestreado a una altura de +2,5 metros s.n.m. Se trata de un recubrimiento aragonítico datado entre 112,9 y 119,7 ka, perteneciente asimismo al subestadio isotópico 5e. Escala aproximada de la foto: 1/1.

Foto 39

Aspecto de la sección transversal de la muestra *DI-D3*, recogida en la Cova del Dimoni (Manacor) a una elevación de +2,5 metros. Una fina estalactita aérea aparece recubierta por un sobrecrecimiento freático de aragonito, de morfología exterior totalmente lisa y redondeada; la excrecencia que presenta la muestra hacia la derecha corresponde a parte del mismo revestimiento desarrollado sobre otra estalactita vecina. La cronología de esta muestra se sitúa también en uno de los picos cálidos del último interglacial (107,9 ka; subestadio 5c). El tamaño de esta imagen es próximo al natural.

Foto 40

Espeleotema procedente de la Cova del Dimoni (Manacor), perteneciente a un antiguo nivel del mar de cota +1,3 metros (muestra *DI-D4*). Se distingue con total claridad la estalactita aérea que sirve de soporte a un abultado sobrecrecimiento freático, cuya datación no ha sido posible debido a las deficientes relaciones isotópicas de la muestra. De todos modos este paleonivel marino debe ser anterior al último interglacial, ya que se halla recubierto por capas aragoníticas correspondientes, al parecer, a los niveles datados en 108-120 ka. El rotulador visible a la izquierda sirve de escala.

Foto 41

En la Cova des Serral (Manacor) fue muestreada una prominente banda de nivel, situada a una altura de +1,5 metros s.n.m. Está constituida por intrincadas ramificaciones calcíticas, datadas en 121,3 ka B.P. (subestadio isotópico 5e). La fotografía recoge, en sección, la parte interna de esta banda de cristalizaciones freáticas; el rotulador sirve de escala.

Foto 42

Sección longitudinal de uno de los voluminosos espeleotemas freáticos de la Cova de na Mitjana (Capdepera), localizado a una cota de +5,8 metros. Esta imagen nos lo enseña en la misma posición en que estaba dispuesto en el interior de la cavidad; las delgadas estalactitas que sustentan el revestimiento freático penetran por su parte superior, pero no se hallan en el mismo plano que la sección realizada. Nótese la intensa recristalización que afecta, sobre todo, al exterior del espeleotema. Aunque las dataciones radiométricas de los espeleotemas de esta localidad no han proporcionado datos muy consistentes, es plausible atribuirlos al estadio isotópico 7. El rotulador visible a la izquierda sirve de escala.

Foto 43

Sección longitudinal de una estalactita fistulosa, dotada de un sobrecrecimiento freático subactual de aragonito (Cova des Pas de Vallgornera, Lluçmajor). El rotulador que actúa a modo de escala mide 15 centímetros.

Foto 44

Sección longitudinal de la muestra *GL-D1*, recolectada a -15 metros en la Cova de sa Gleda (Manacor). En la parte superior es visible la estalactita aérea que soporta el revestimiento freático. Edad: 76,2 ka (estadio isotópico 4).

Foto 45

Aspecto exterior de la muestra *CS-D4*, recolectada a -19 metros en la Cova des Drac de Cala Santanyí. Nótese la presencia de una gruesa lámina de calcita flotante en la parte inferior derecha de la muestra.

Foto 46

Sección longitudinal de la muestra anterior (*CS-D4*) de la Cova des Drac de Cala Santanyí. Se observan sedimentos arcillosos y láminas flotantes englobados en la parte más interna del revestimiento freático. Edad: <227 ka.

Foto 47

Sección longitudinal de la muestra *PS-D1*, recolectada a -8 metros en la Cova den Passol (Felanitx). Algunos espeleotemas presentan una notable asimetría, atribuible a un crecimiento diferencial tal vez ligado a causas hidrodinámicas. Edad: 201,4 ka (estadio isotópico 7). El rotulador que actúa a modo de escala mide 15 centímetros.

Foto 48

Sección longitudinal de la muestra *PS-D5*, recolectada a -18 metros en la Cova den Passol (Felanitx). Destaca la delgada estalactita sobre la que se ha desarrollado el sobrecrecimiento freático. Edad: 98 ka (subestadio isotópico 5b).

Foto 49

Estalactita afectada por revestimiento freático botrioidal (*PS-D6*), muestreada a -23 metros en la Cova den Passol (Felanitx). Edad: 288 ka (estadio isotópico 8).

Foto 50

Aspecto exterior de la muestra *PS-D7*, recolectada a -15,5 metros en la Cova den Passol (Felanitx). Se trata de un recubrimiento freático macrocristalino, datado en 67,6 ka (estadio isotópico 4).

Foto 51

Imagen obtenida por medio del microscopio electrónico de barrido (SEM) de un espeleotema freático, de mineralogía aragonítica, procedente de la Cova des Pas de Vallgornera (Llucmajor). En esta localidad abundan las cristalizaciones subactuales de aragonito, localizadas en el actual rango de fluctuación de la superficie de sus lagos. Obsérvense los grandes cristales aciculares de aragonito, sobre los cuales se superponen otros más pequeños de calcita cuyo hábito es entre isométrico y elongado.

Foto 52

Electromicrofotografía SEM correspondiente a un detalle de la muestra anterior (Cova des Pas de Vallgornera, Llucmajor). Son visibles con claridad las grandes agujas de aragonito, pudiéndose apreciar a su vez la superposición de pequeños cristales aislados de calcita.

Foto 53

Imagen tomada con microscopio óptico, a partir de una réplica en acetato de la muestra *DI-D4* (Cova del Dimoni, Manacor). Se aprecian cristales aciculares de aragonito, entre micrométricos y milimétricos, correspondientes a las bandas exteriores de este espeleotema freático. Consultar la descripción detallada de la muestra en la página 443.

Foto 54

Agregados cristalinos de aragonito acicular radial, con sobrecrecimiento de calcita, que forman las capas externas de la muestra *DI-D4*, procedente de la Cova del Dimoni (Manacor).

Foto 55

Microfotografía de las bandas acrecionales finales de la muestra *DI-D4* (Cova del Dimoni (Manacor). Por encima una delgada capa de calcita subedral isométrica con muchos puntos de nucleación (mitad inferior de la imagen), se aprecia un llamativo revestimiento milimétrico de aragonito acicular radial.

Foto 56

Detalle de la porción más interna de la muestra *PI-D1* (Coves del Pirata, Manacor). Sobre la extremidad de una estalactita vadosa se dispone una capa de cristales isométricos anedrales de calcita, de tamaño micrométrico, que conforman un agregado equicristalino de fábrica claramente isotrópica (margen derecho de la fotografía).

Foto 57

Microfotografía efectuada sobre una réplica en acetato de la muestra *VB-SA* (Cova de Cala Varques B, Manacor). Cristales de calcita fibrosa, que exhiben un claro bandeo acrecional, dan lugar a cristalizaciones de apariencia globular. Consultar la descripción pormenorizada de la muestra en la página 440.

Foto 58

Detalle de la muestra anterior (*VB-SA*) en la que se aprecian las bandas de crecimiento, formadas por cristales fibrosos de calcita subedral. Se originan agregados cristalinos paralelos, que forman haces ligeramente divergentes conforme se incrementa el grosor del espeleotema.

Foto 59

Cristales micrométricos de calcita subedral —que va evolucionando a euedral— sobre la cual se disponen sucesivas bandas de aragonito acicular radial, distinguibles con algo de dificultad en la mitad superior de la fotografía. Se trata de la muestra *FA-D3-4*, procedente de la Cova de Cala Falcó (Manacor). Ver descripción detallada de la muestra en la página 440.

Foto 60

Imagen análoga a la anterior (muestra *FA-D3-4*) en la que se observa una terminación totalmente recta de los cristales de calcita, relacionada probablemente con la interfase agua-aire en el momento de la deposición de esa capa. Por encima de ella (hacia la izquierda de la foto) se distinguen los agregados micrométricos de aragonito acicular radial. La fotografía está rotada para su adecuada inclusión en la presente lámina.

Foto 61

Fotografía obtenida mediante microscopía óptica, a partir de una réplica en acetato de la muestra *SE-D2* (Cova des Serral, Manacor). Se observan macrocristales elongados milimétricos de calcita euedral, que se agrupan en macroestructuras de fábrica dendrítica.

Foto 62

Muestra *MI-D2* (Cova de na Mitjana, Capdepera). Está formada por macrocristales elongados (de orden milimétrico a centimétrico) de calcita entre subedral y euedral. La superficie externa de este espeleotema está caracterizada por la yuxtaposición de espectaculares poliedros centimétricos, que suponen la exteriorización de la fábrica macrocristalina del depósito.

Foto 63

Microfotografía de la muestra *PO-D2*, procedente de la Cova des Pont (Manacor). Se aprecian agregados paralelos de cristales anedrales de calcita, de hábito elongado y dimensión mayor entre milimétrica y centimétrica, que crecen perpendiculares al sustrato. Consultar la descripción pormenorizada de la muestra en la página 443.

Foto 64

Otro aspecto de la muestra representada en la fotografía anterior (*PO-D2*). En esta imagen se aprecian cristales isométricos de calcita anedral, de tamaño milimétrico, correspondientes a la capa más interna del revestimiento freático. Esta delgada banda se caracteriza por presentar una fábrica isotrópica, que hacia el exterior evoluciona a agregados paralelos de cristales elongados de calcita (ver imagen precedente).

Foto 65

Electromicrofotografía SEM de la superficie externa de la muestra *VB-SA*, recolectada en la Cova de Cala Varques B (Manacor). Se distinguen las aristas de romboedros micrométricos de calcita, cuyas caras presentan abundantes irregularidades tal vez relacionadas con la acción de microorganismos.

Foto 66

Imagen obtenida mediante el microscopio electrónico de barrido (SEM), correspondiente a la superficie de la muestra *PI-D1* (Coves del Pirata, Manacor). Destacan los grandes y perfectos romboedros de calcita de tamaño milimétrico, los cuales originan una superficie exterior de apariencia y tacto rugoso al estar constituida por las terminaciones de tales macrocristales.

Foto 67

Imagen obtenida con microscopio óptico, a partir de una réplica en acetato de la muestra *BA-D3* (Cova de na Barxa, Capdepera). Se constatan agrupaciones radiales de cristales aciculares de aragonito, de orden micrométrico, que conforman las bandas más externas de este depósito. Consultar una descripción detallada de la muestra en la página 442.

Foto 68

Detalle de los agregados radiales de agujas aragoníticas, observables en las bandas externas de la muestra *BA-D3* (Cova de na Barxa, Capdepera).

Foto 69

Hacia la parte más superficial de la muestra *BA-D3* parecen distinguirse estructuras bioconstructivas, la naturaleza de las cuales está por determinar. Estas estructuras se encuentran recubiertas por una capa de unos pocos milímetros de espesor, constituida por haces radiales de cristales micrométricos de aragonito acicular freático, que aparecen representados en las dos fotos precedentes.

Foto 70

Aspecto de la parte interna del sobrecrecimiento que constituye la muestra *BA-D3*. Se trata de un extraño depósito, de mineralogía básicamente calcítica, que incluye fragmentos detríticos cuyos tamaños están situados entre 5 y 10 micras, entre los cuales se observan restos micrométricos de organismos marinos. Recubriendo este inusual depósito aparece una capa milimétrica de aragonito dispuesto formando agregados radiales, tal como se observa en las tres imágenes anteriores.



Foto 1



Foto 2



Foto 3

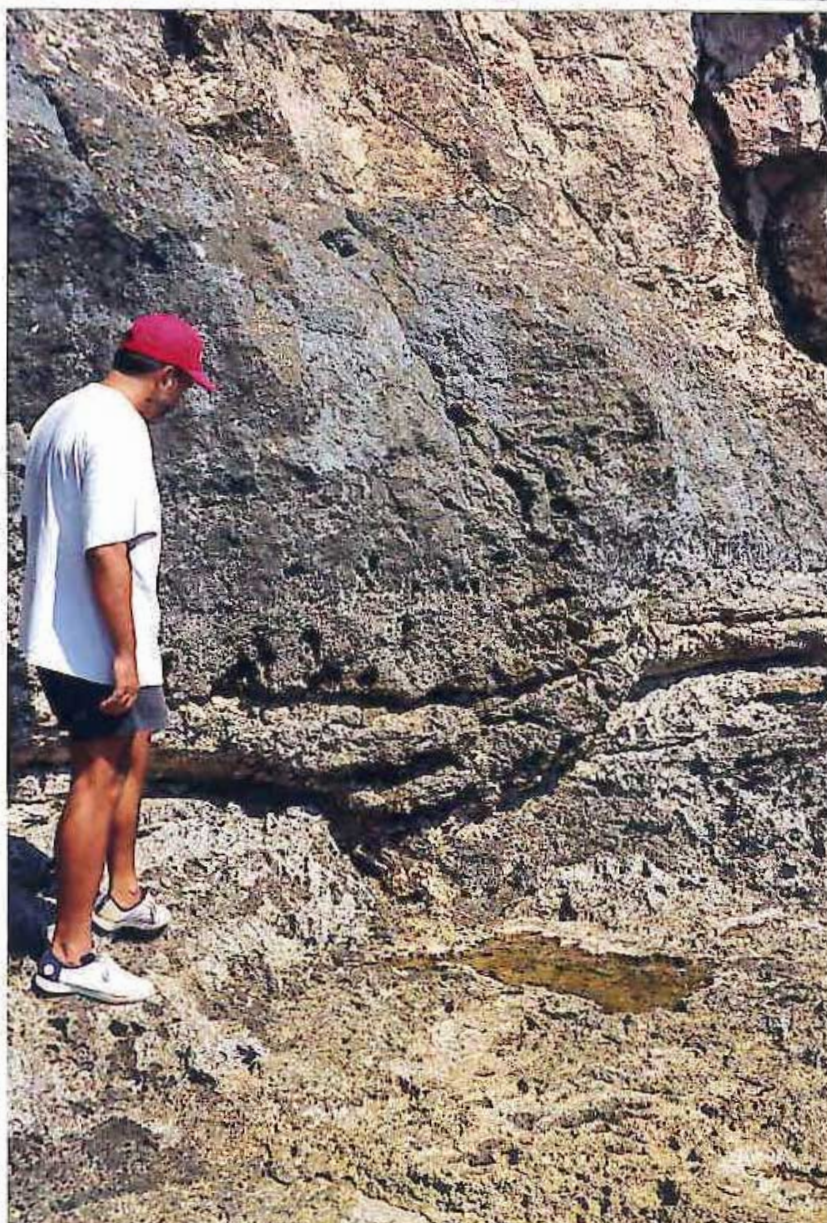


Foto 4



Foto 5



Foto 6



Foto 7



Foto 8

Foto 9



Foto 10





Foto 11



Foto 12



Foto 13



Foto 14



Foto 15



Foto 16



Foto 17



Foto 18



Foto 19



Foto 20



Foto 21

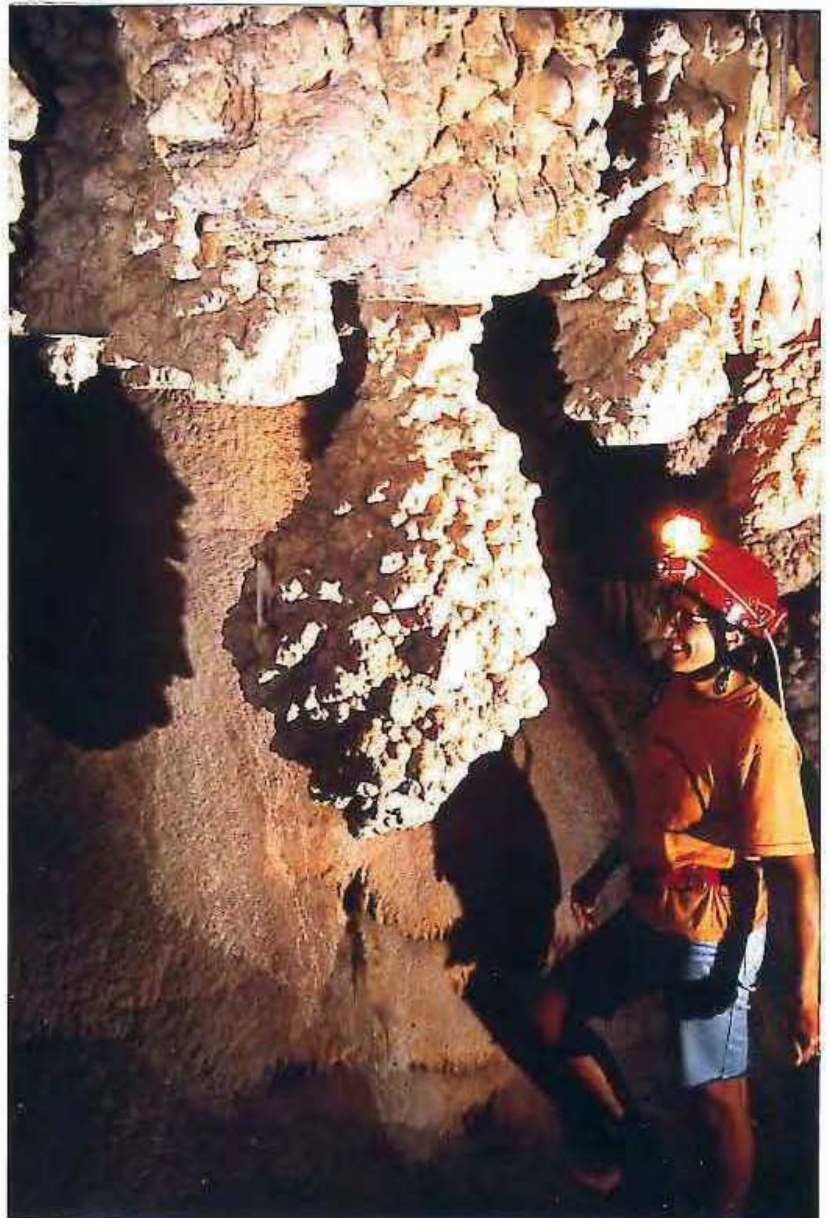


Foto 22



Foto 23

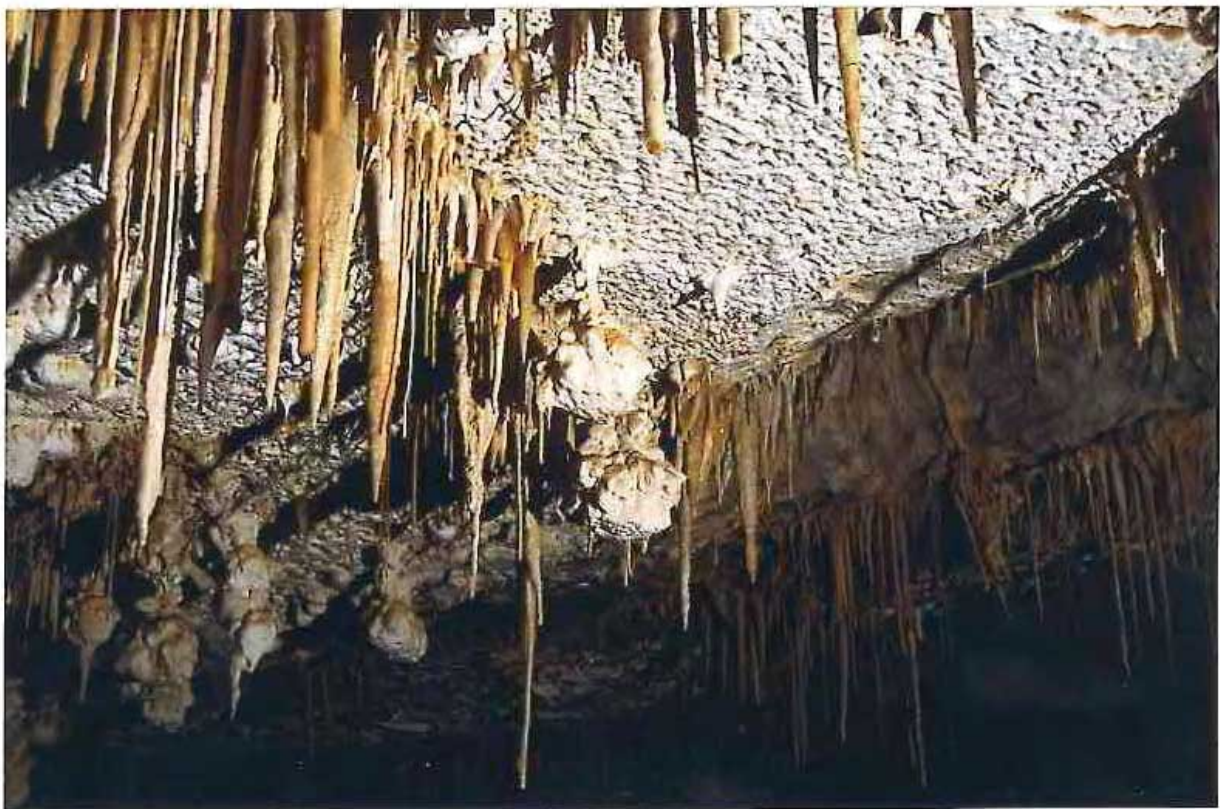


Foto 24



Foto 25

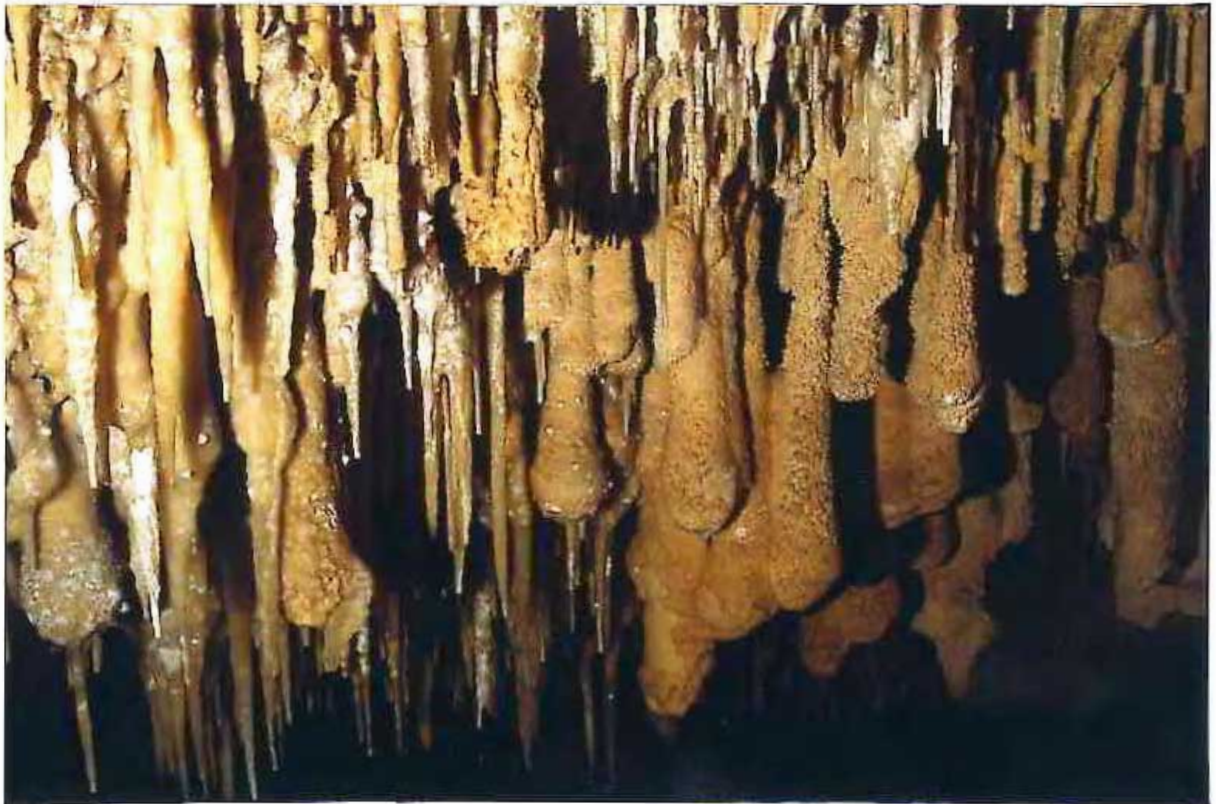


Foto 26



Foto 27

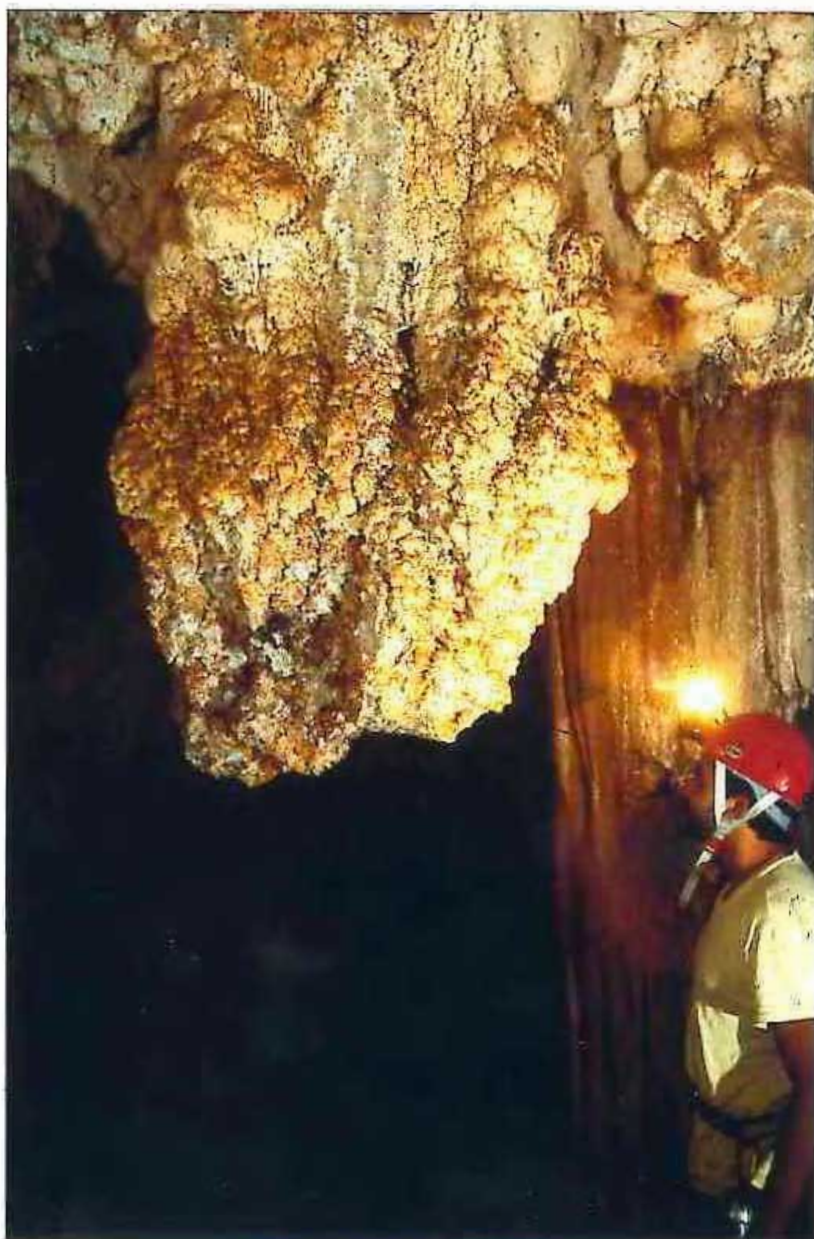


Foto 28



Foto 29



Foto 30

Foto 31

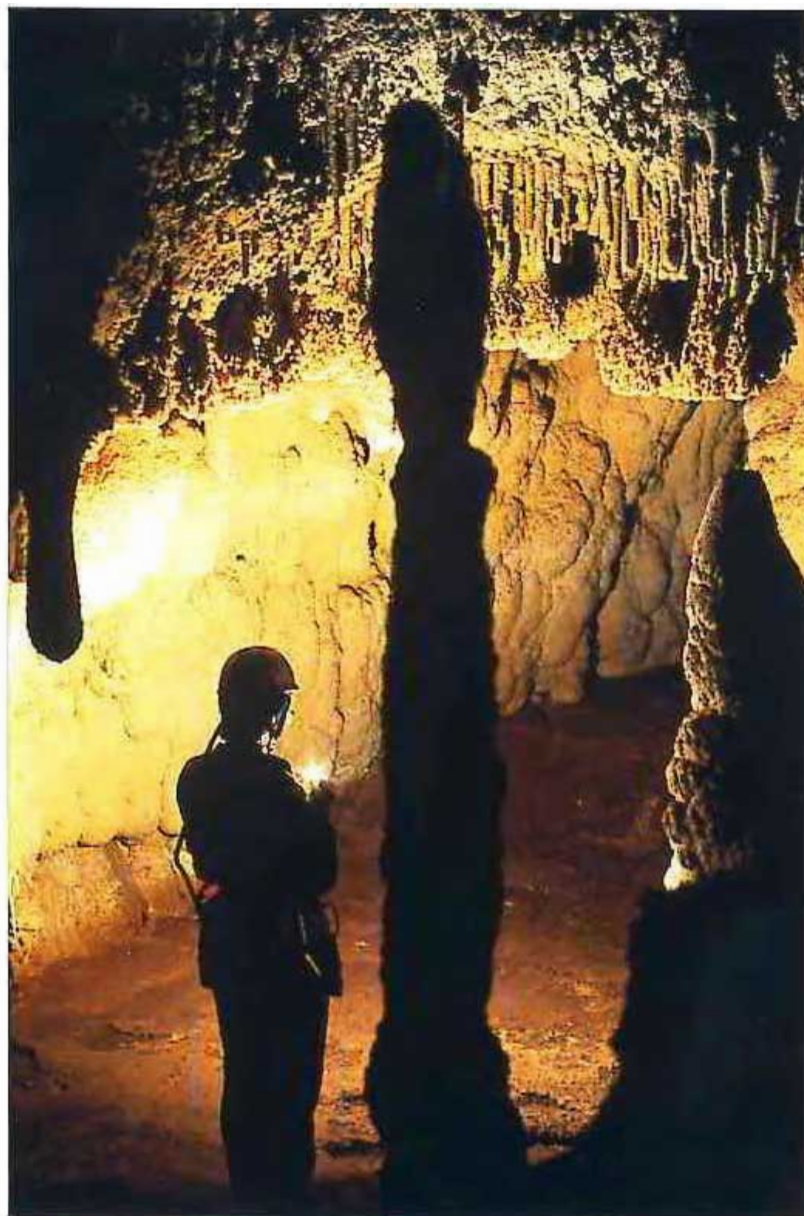


Foto 32



Foto 33

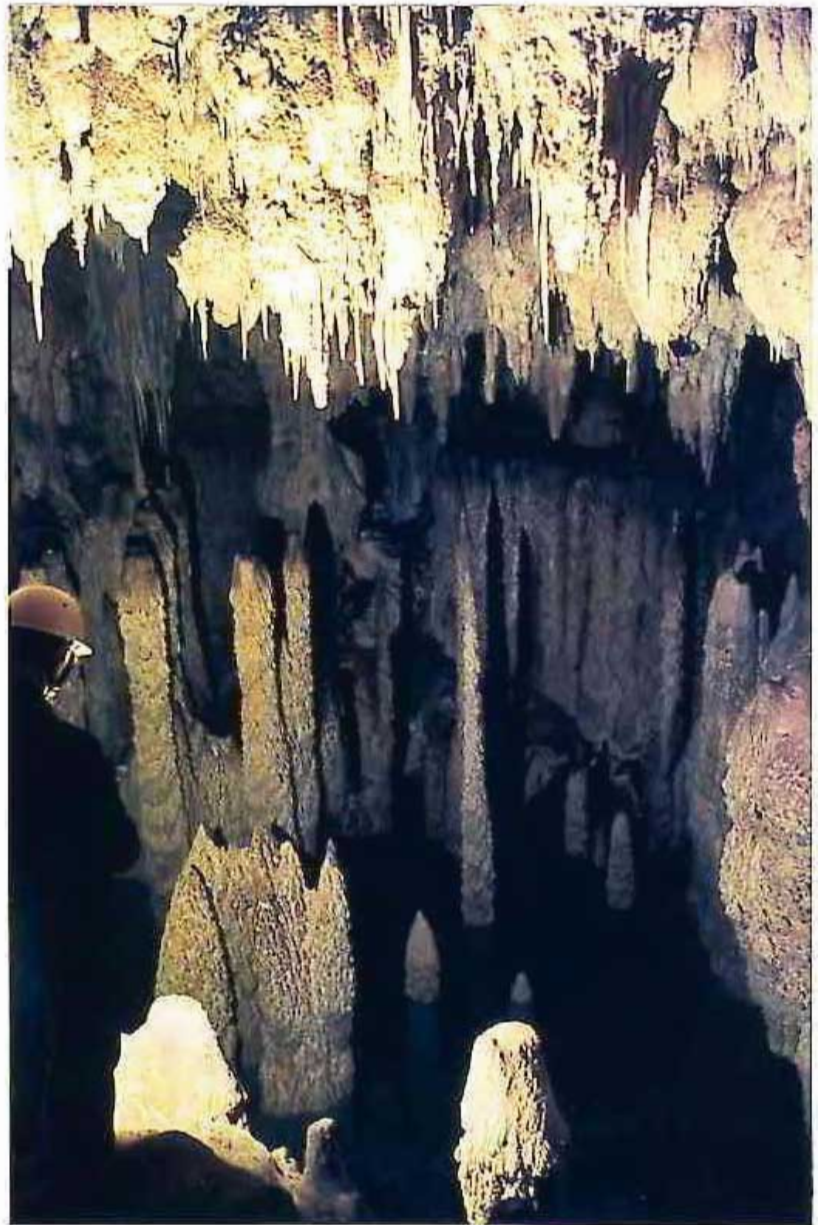


Foto 34

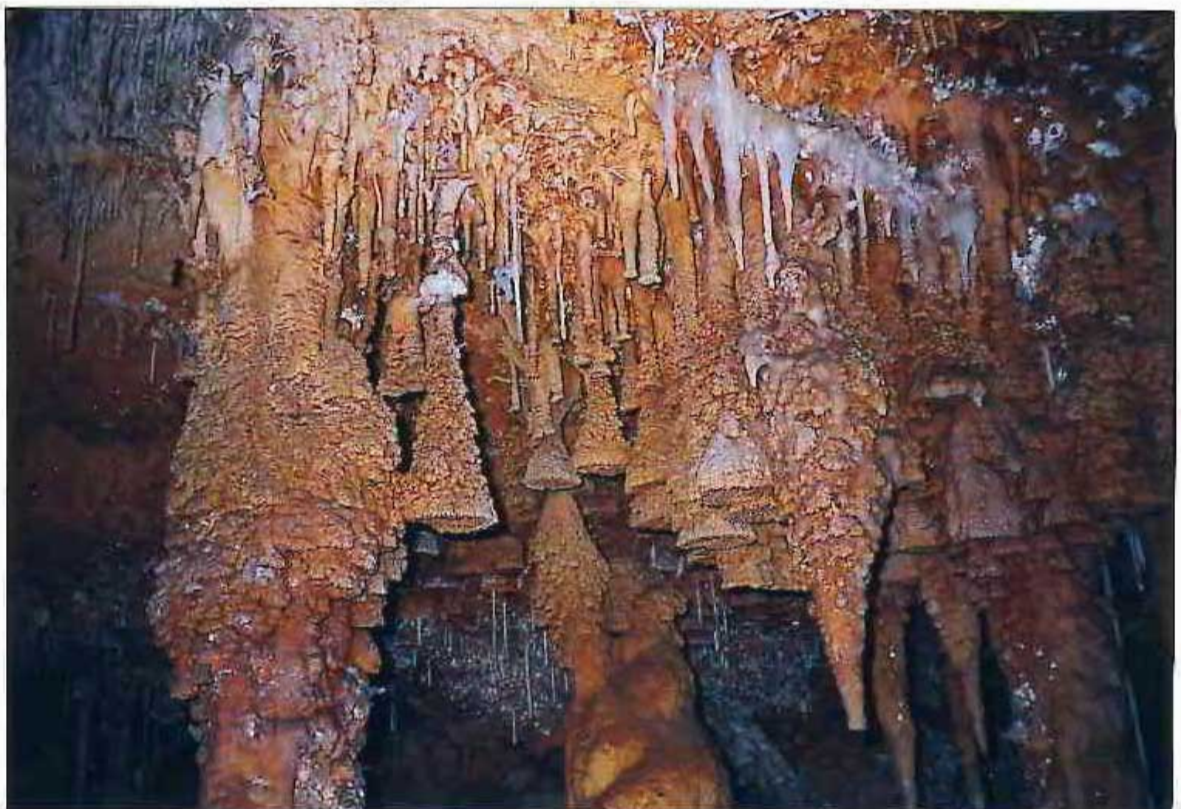




Foto 35



Foto 36

Foto 37



Foto 38





Foto 39



Foto 40

Foto 41

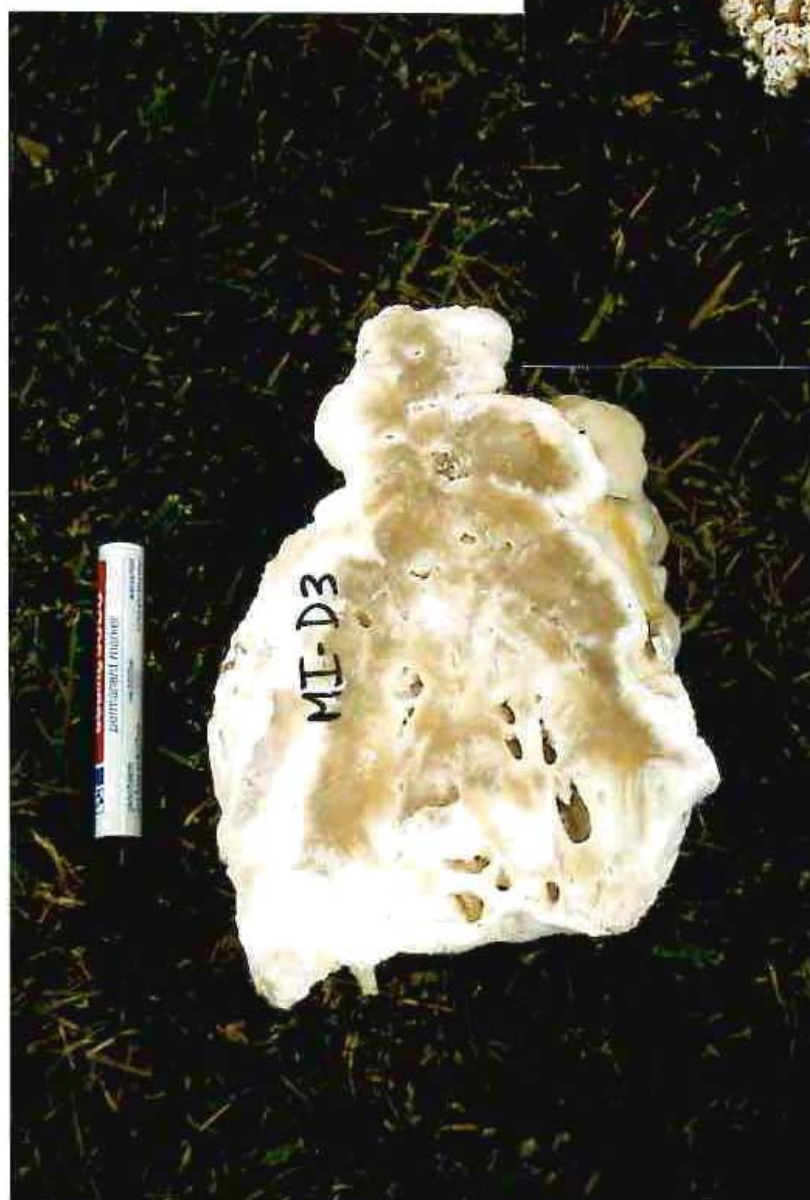


Foto 42

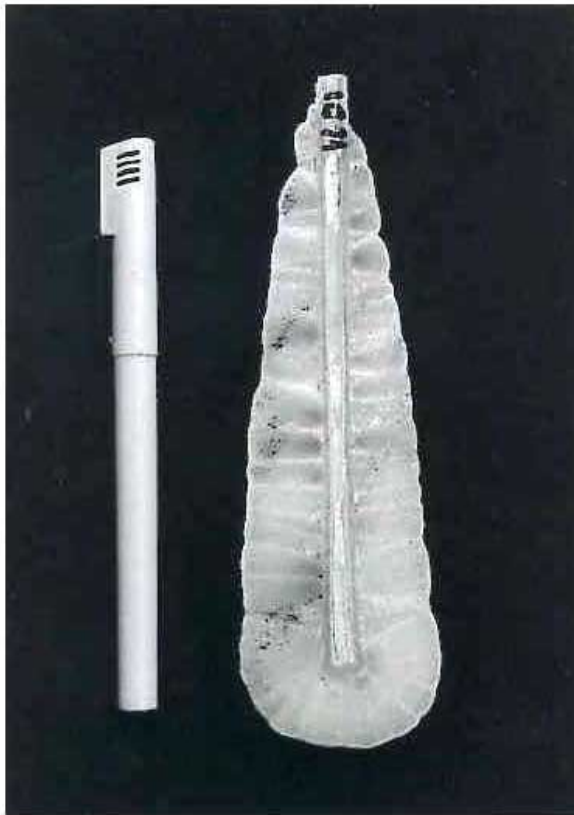


Foto 43

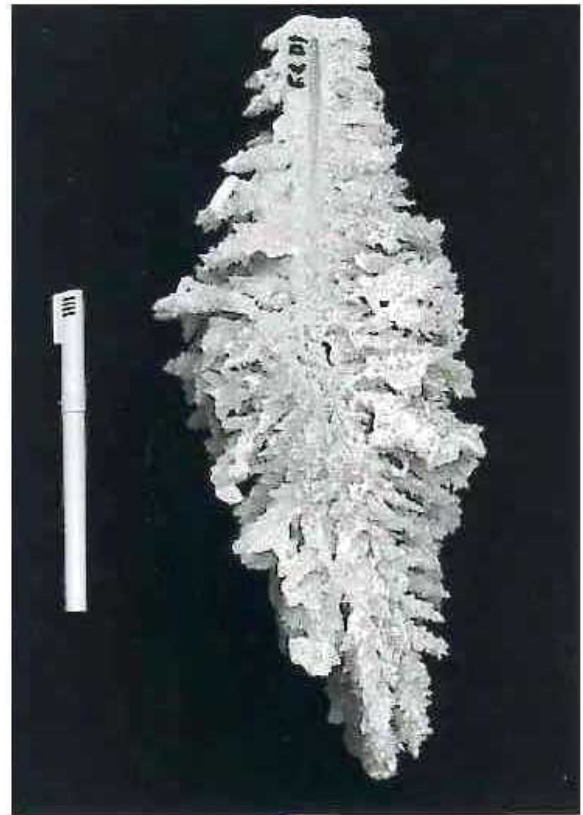


Foto 44

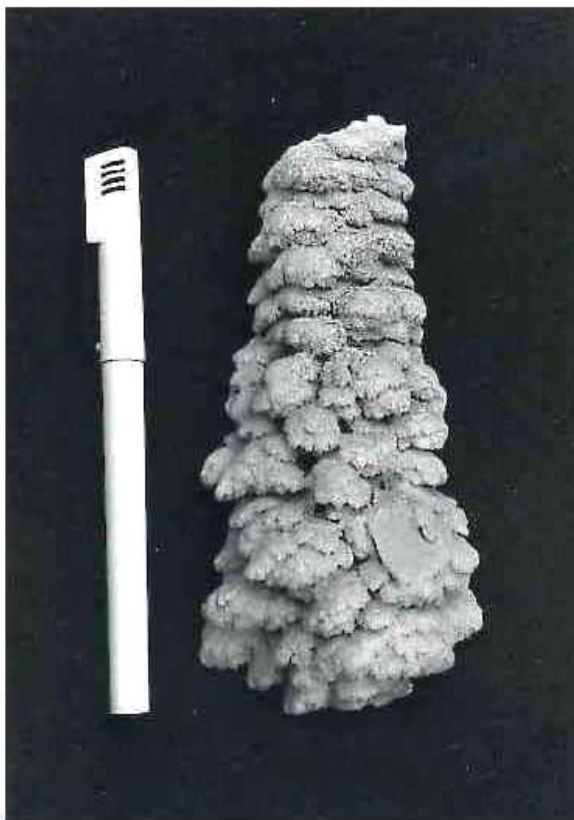


Foto 45

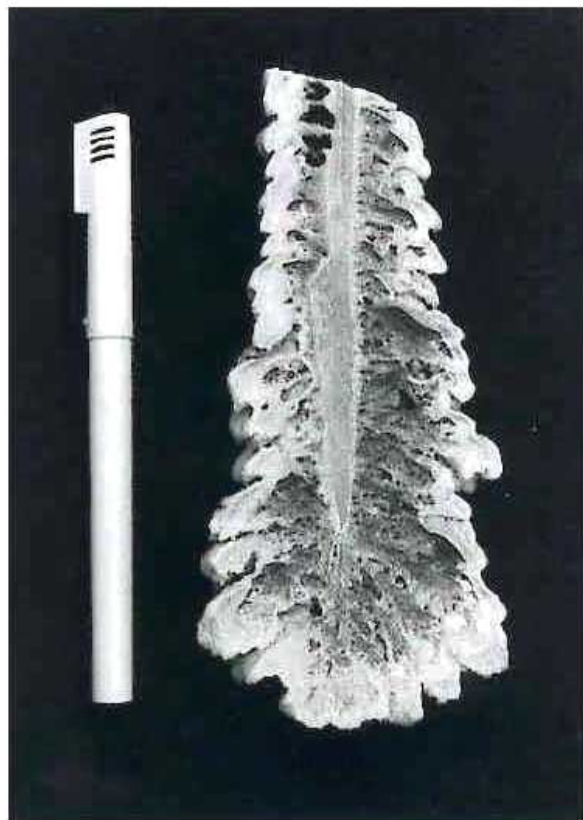


Foto 46

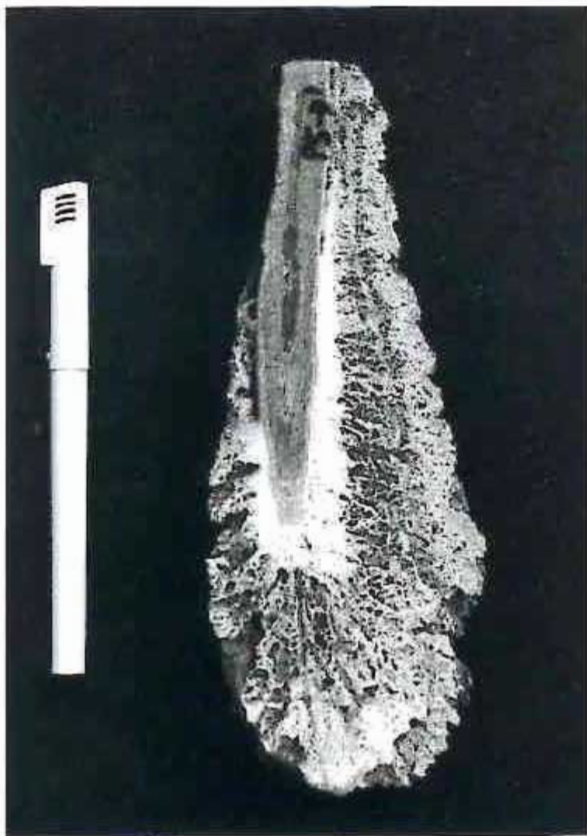


Foto 47

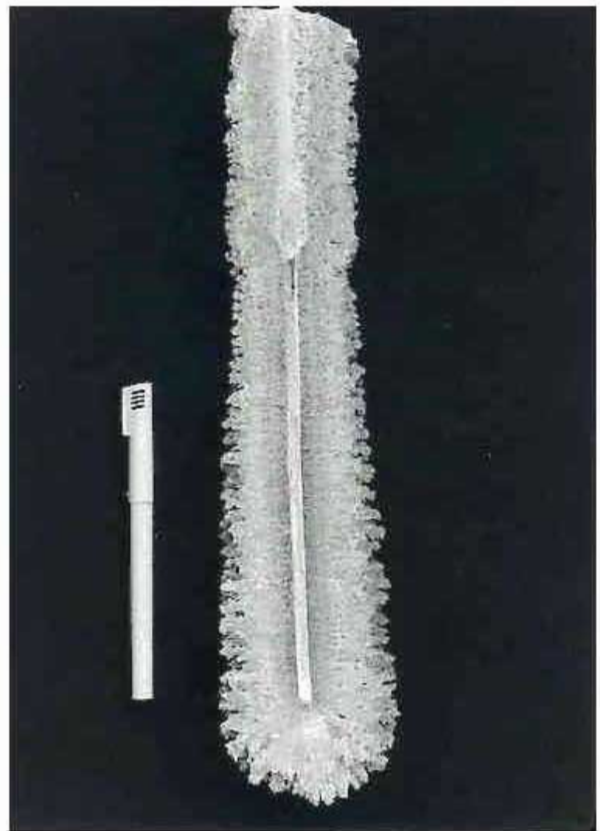


Foto 48

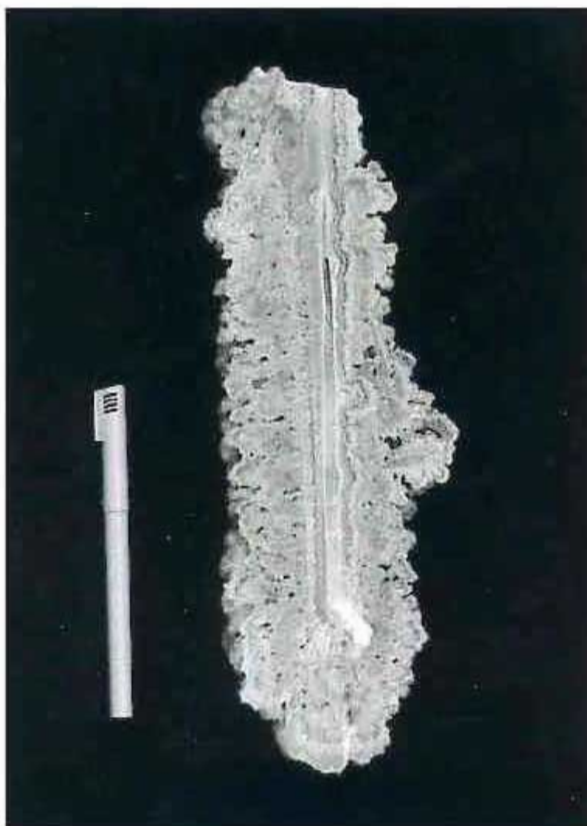


Foto 49

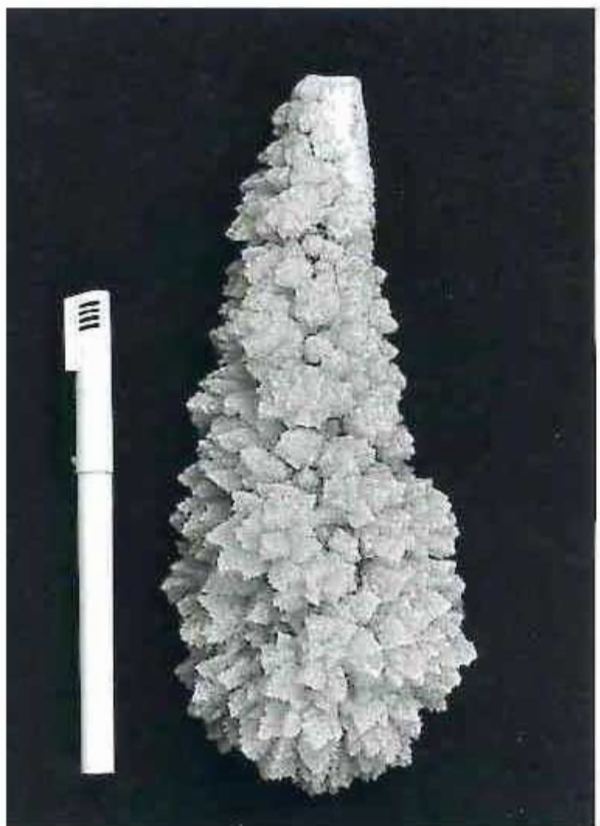


Foto 50



Foto 51

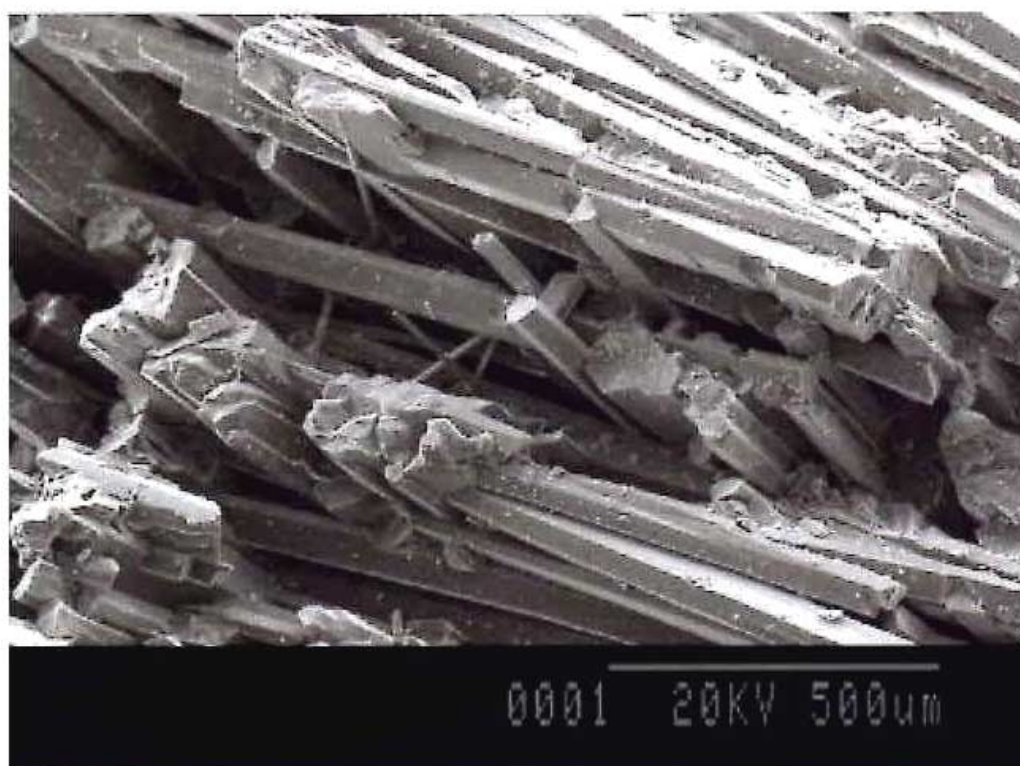


Foto 52

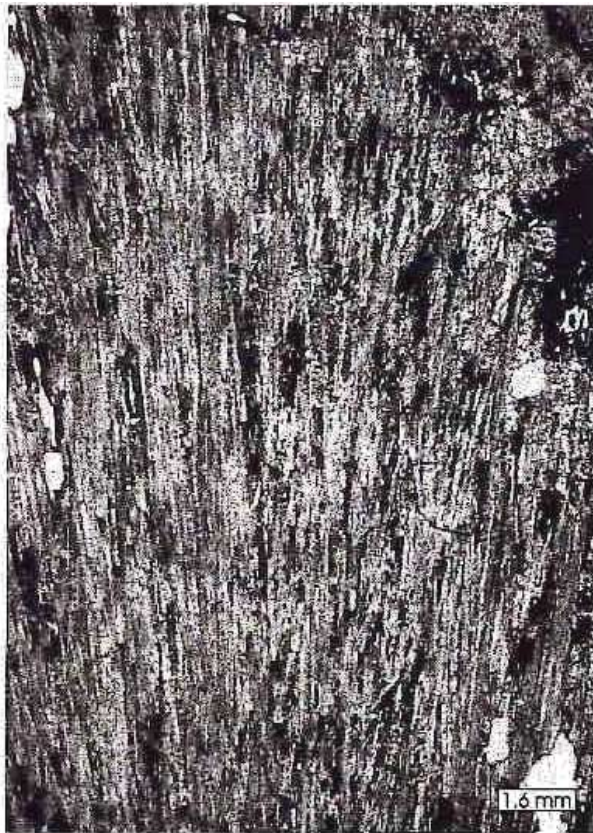


Foto 53

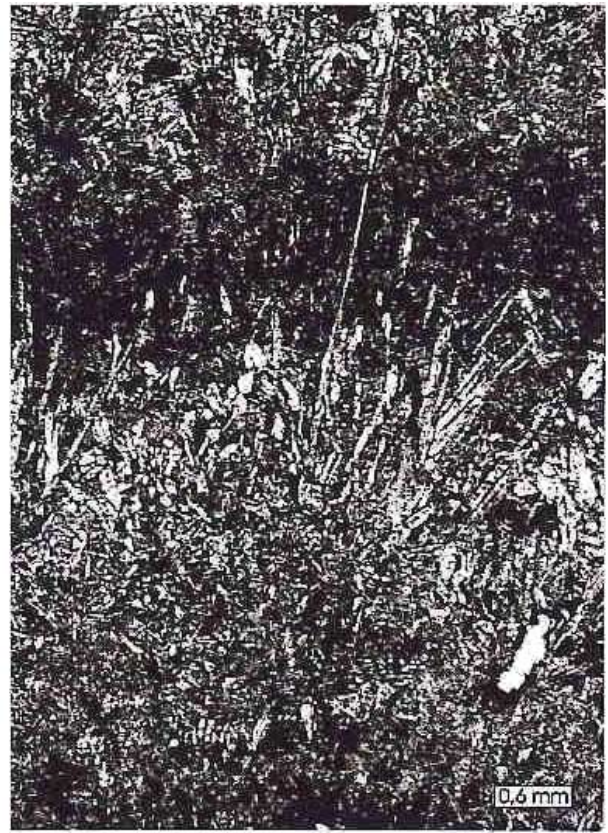


Foto 54

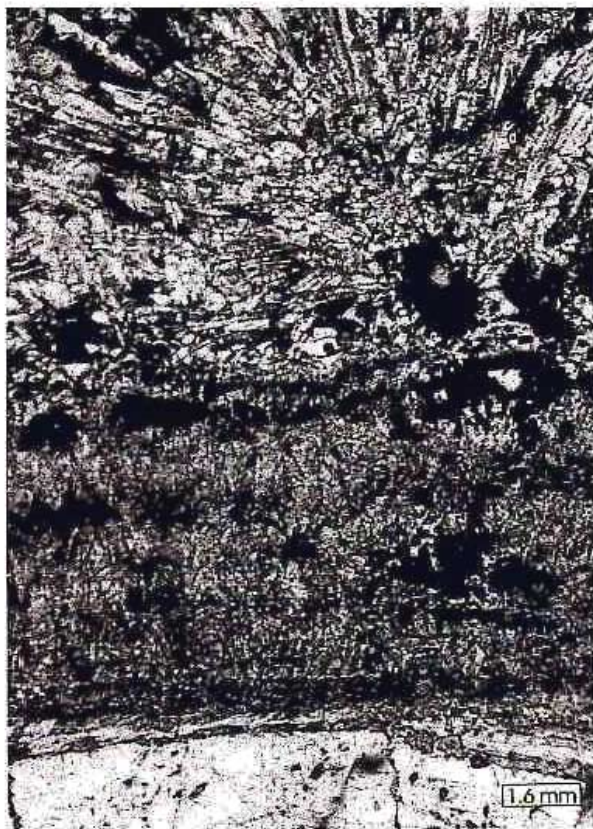


Foto 55

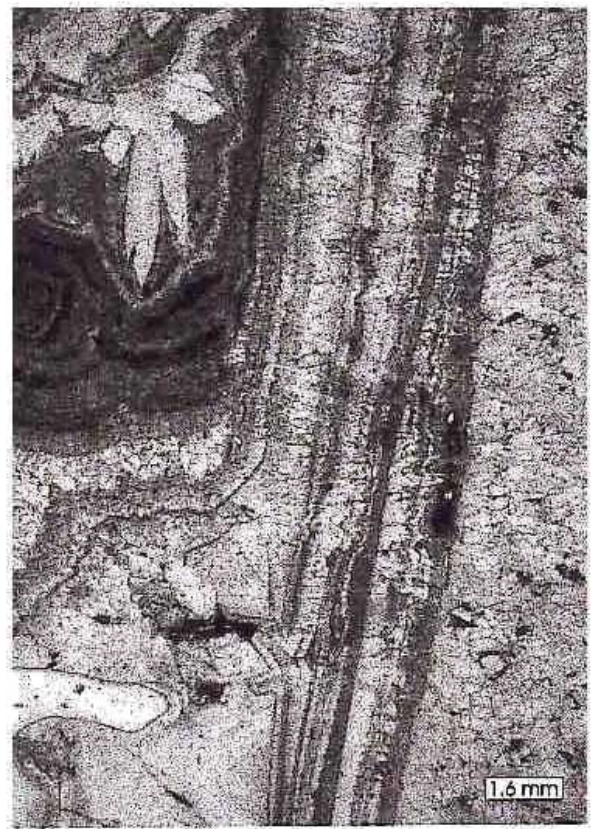


Foto 56

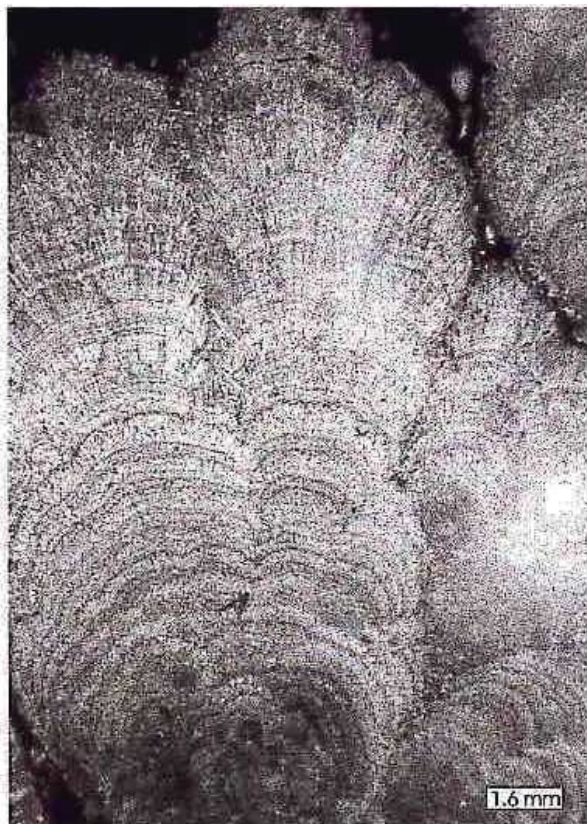


Foto 57

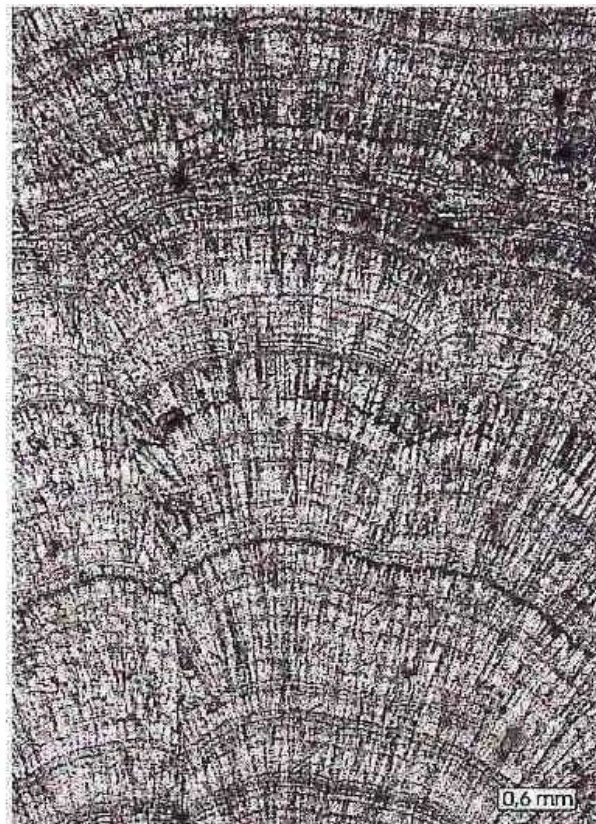


Foto 58

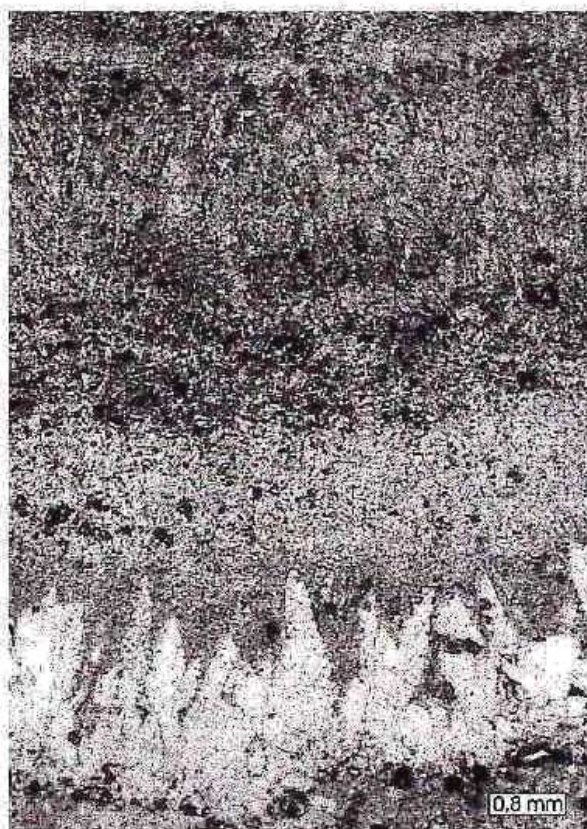


Foto 59

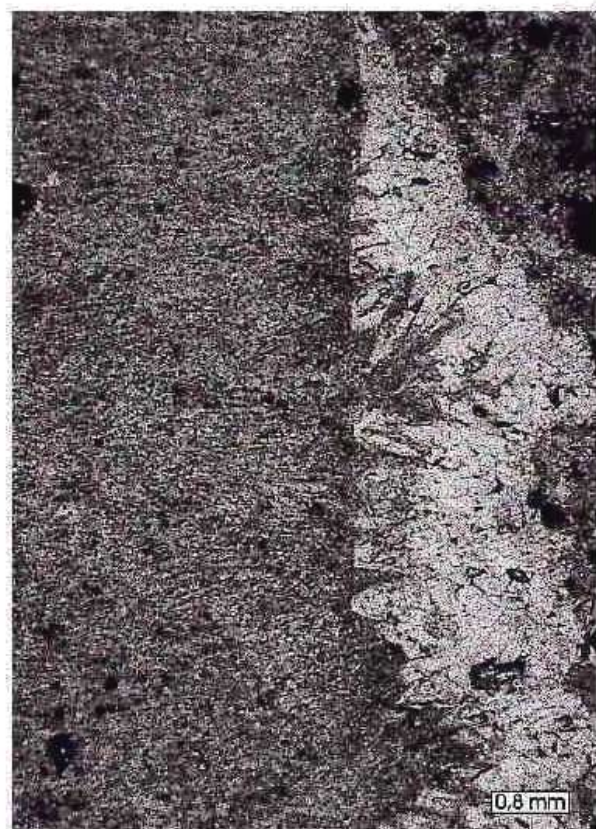


Foto 60



Foto 61



Foto 62

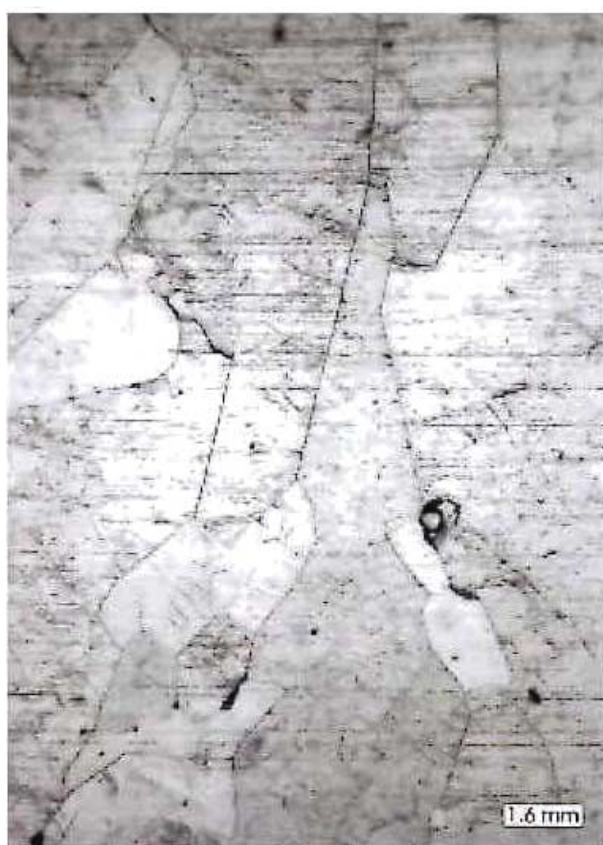


Foto 63



Foto 64

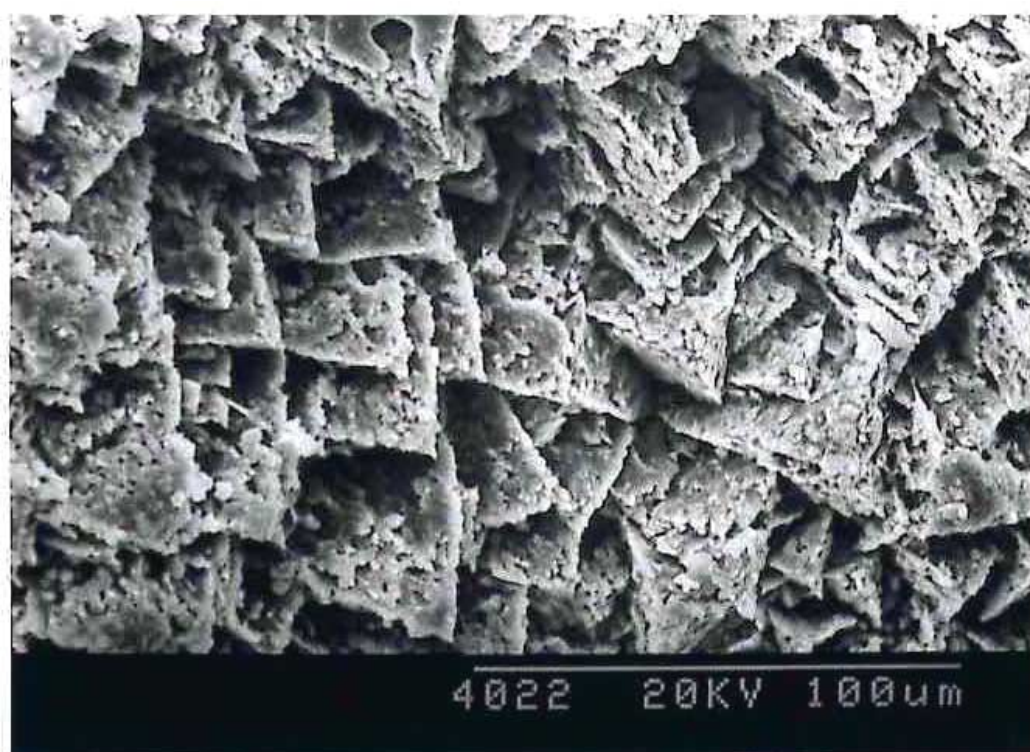


Foto 65

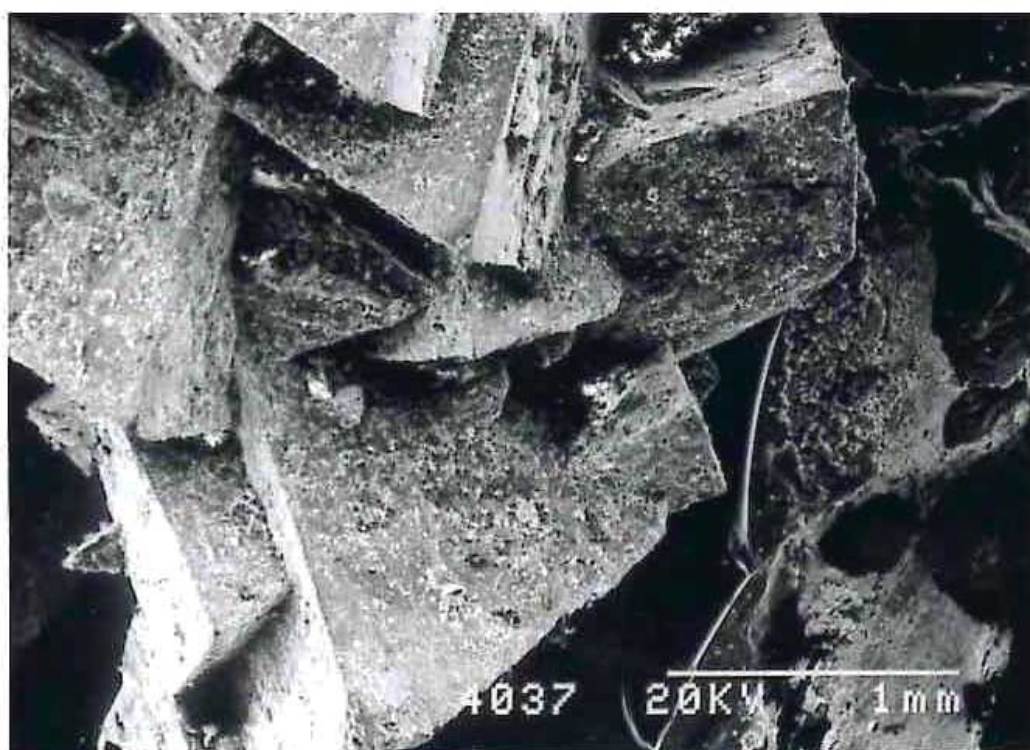


Foto 66



Foto 67

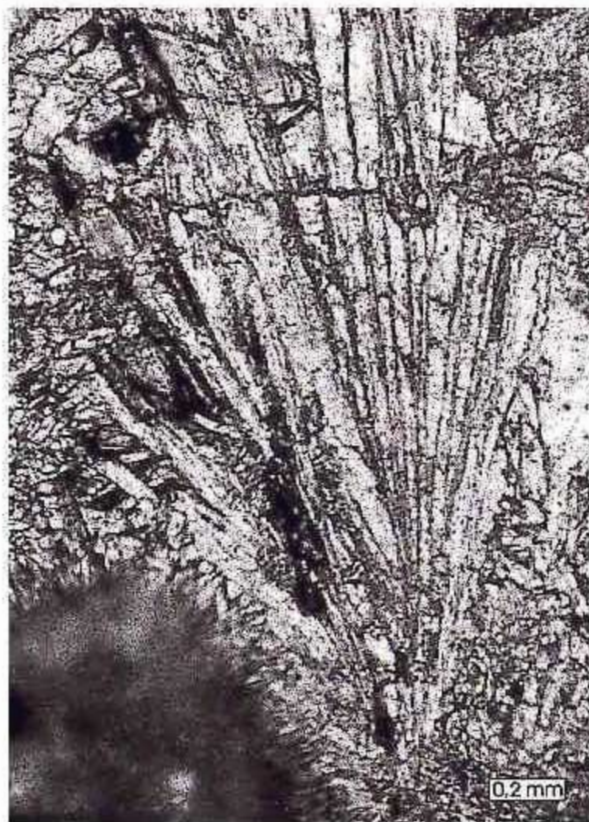


Foto 68



Foto 69



Foto 70